А. П. ЛИСИЦЫН

ПРОЦЕССЫ ОКЕАНСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ им. П. П. ШИРШОВА

А. П. ЛИСИЦЫН

ПРОЦЕССЫ ОКЕАНСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

2465

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1978

УДК 55 1.35

Лисицын А. П. «Процессы океанской седиментации». М., «Наука», 1978

В книге впервые обобщены данные по литологии и геохимии речного стока, взвеси и донных осадков Мирового океана. Широко использованы данные глубоководного бурения, которые позволяют изучить осадочный процесс в океанах для последних 150 млн. лет. Литолого-геохимические построения впервые делаются на основе метода абсолютных масс для осадков Мирового океана. Выявлены основные закономерности формирования вещественного состава осадков.
Табл. 35. Илл. 122. Библ. назв. 1447.

Александр Петрович Лисицын

ПРОЦЕССЫ ОКЕАНСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Утверждено к печати Институтом океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР

Редактор издательства **Л. Г. Васютинская**
Картограф **Т. В. Шорина**
Художник **Г. А. Астафьева**
Художественный редактор **Н. Н. Власик**
Технические редакторы **С. Г. Тихомирова, Э. Л. Кунина**
Корректор **В. А. Шварцер**

Сдано в набор 16/III 1977 г. Подп. к печати 22/XI 1977 г.
Формат 84×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1.
Усл. печ. л. 44,73. Уч.-изд. л. 50,9. Тираж 1600.
Т-18647. Тип. зак. 2067. Цена 3 р. 90 к.

Издательство «Наука»
117485 ГСП, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94а
Набрано в ордена Трудового Красного Знамени Московской типографии № 2 Союзполиграфпрома. 129085, Москва, И-85. Проспект Мира, 105.
Отпечатано во 2-ой типографии издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Л $\frac{20806\text{-}568}{055(02)\text{-}78}$ 354—75

© Издательство «Наука», 1978 г.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на то что Мировой океан занимает более 2/3 поверхности нашей планеты, процессы накопления осадков на его дне изучены слабо. Долгое время усилия исследователей были сконцентрированы в основном на изучении континентальной части земной коры. Сопоставляя ход седиментационных процессов в разных частях Мирового океана, т. е. в пространстве, а также в кернах бурения, т. е. во времени, автор делает попытку установить определяющие закономерности осадкообразования и на их основе выявить структуру седиментационного механизма океана в целом.

Предлагаемая вниманию читателя монография — вторая книга автора по единой теме об образовании и накоплении осадков Мирового океана. Первая книга вышла в 1974 г. под названием «Осадкообразование в океанах (Количественное распределение осадочного материала)». Она была посвящена изучению условий океанской седиментации, описанию типов океанских осадков, вопросам питания океанов осадочным материалом. Особое внимание было уделено изучению законов количественного распределения осадочного материала в океанах на стадии его существования во взвеси, а затем в донных осадках и в отложениях геологического прошлого по кернам бурения, вплоть до 150 млн. лет назад. Были определены закономерности распределения скоростей седиментации и мощностей как для современного этапа, так и для различных этапов геологического прошлого. При этом рассмотрение велось для осадочного материала в целом, без разделения его на генетические типы (терригенный, биогенный, вулканогенный и др.), без детального изучения самого вещества осадков. Между тем именно эти данные приобретают особенно большое значение для литолого-геохимического изучения, тем более что закономерности распределения материала разных генетических типов и состава могут быть существенно различными.

В настоящей книге главное внимание уделено именно этой стороне вопроса — изучению вещества осадка, его минерального, химического, изотопного состава, физических свойств и других показателей в связи с влиянием среды.

Центральная идея книги — установление зональности океанского осадконакопления, т. е. многообразных изменений в вещественном составе и свойствах осадков, возникающих в различных природных условиях.

Наибольшее значение имеет климатическая (природная широтная) зональность, которая проявляется в закономерных изменениях терригенной, биогенной и вулканогенной седиментации, а также аутигенной седиментации в разных *климатических зонах*.

Внимание исследователей раньше всего обращалось на проявление природной зональности в распределении жизни на суше и в океане. Первые высказывания по этим вопросам принадлежат еще естествоиспытателям древности, но в виде законченной гипотезы закономерности зональности природной среды были сформулированы А. Гумбольдтом. Его учение о зональности природы континентов было развито и далее трансформировано в учение о зональности почвенного процесса, зональности кор выветривания, биогеоценозе и др. В целом это учение о зональности процессов на континентальном блоке получило значительное развитие.

В познании природы океанов в последнее десятилетие больше всего было сделано в области биологии: изучение организмов планктона и бентоса, в том числе и осадкообразующих, всегда велось в тесной связи со средой. В наиболее четком виде учение о широтной и вертикальной зональности в океанах было сформулировано основателями советской морской биологии Л. А. Зенкевичем и В. Г. Богоровым. Именно они неоднократно указывали на широтное распределение биогенной составляющей донных отложений. Л. А. Зенкевич писал, что донные осадки — это ключ к изучению природы океанов, ее зональности.

При анализе вещественного состава донных осадков было установлено, что наряду с кли-

матической и вертикальной зональностью существует также и циркумконтинентальная, на что впервые указал П. Л. Безруков (1959). Им же было отмечено, что климатическая зональность проявляется наиболее ярко и повсеместно.

Для перехода от принципиальной схемы зональности океанской седиментации, намеченной П. Л. Безруковым, к выяснению всех разнообразных, часто косвенных, ее проявлений в веществе донных осадков потребовались многие годы работы большой группы морских геологов. В частности, эти исследования заняли более 25 лет экспедиционных и лабораторных исследований автора данной монографии. Особенно трудной оказалась характеристика закономерностей зональности при их выражении «числом и мерой».

Напомним, что само слово «климат» (κλιμα — греч. наклон) отвечает наклону земной поверхности к солнечным лучам. Неоднородность нагрева приводит к атмосферной циркуляции, к горизонтальному и вертикальному тепло- и влагообмену. Поэтому не только температура и атмосферные осадки, но также и циркуляция атмосферы относится к климатическим факторам. В условиях океанов динамика вод, поверхностные и глубинные течения, распределение температуры и солености, а также другие факторы среды тесно связаны и определяются процессами, протекающими в атмосфере, т. е. климатом. Климатические факторы во многом определяют и распределение жизни в океанах: через поступление глубинных вод, богатых биогенами (местные апвеллинги и крупные дивергенции), а также через световой режим, температуру, соленость, течения. Климатическими факторами определяются также и особенности подготовки осадочного материала на суше (коры выветривания), механизм его транспортировки (реки, эоловый или ледовый механизм переноса) и отложения.

Вторая главная идея книги связана с новыми фактами, показывающими важную роль эндогенного вещества: океаны это не просто «конечные водоемы стока», в центральных их частях, на удалении в тысячи километров от суши, в срединных хребтах идет поступление растворов, богатых металлами. Это приводит к образованию нового типа осадков — металлоносных, к обогащению многими элементами значительных площадей дна океана вне связи с континентами. Особенно детально металлоносные осадки были изучены при участии автора в областях их максимального распространения в юго-восточной части Тихого океана (8-й и 14-й рейсы НИС «Дмитрий Менделеев»).

Наконец, третья главная идея состоит в том, что по особенностям строения земной коры, составу материала и механизму его поставки и распределения на Земле могут быть выделены три питающие мегапровинции — континентальная, современных геосинклиналей (андезитовая) и океанская (базальтовая). Если следовать от континента в сторону океана, то, например, в пределах Тихоокеанского пояса четко проявляется тектоническая зональность, выражающаяся в смене состава вещества питающих провинций и механизмов поставки: континентальных платформ, орогенов, современных геосинклиналей, океанских платформ. Тектонический контроль определяет гетерогенность состава осадочного материала и режима его поступления, он действует наряду с природной зональностью.

Понятно, что выявление закономерностей, в частности, осадкообразования невозможно без надежной базы фактического материала. Долгое время изученность океанских осадков была недостаточной, и это положение не устранено полностью и сейчас. Сложность осадочного процесса, его изменчивость в разных океанах не дают возможности на основе наблюдений в одной какой-либо части океана или на одном опорном разрезе давать обоснованные заключения, универсальные для всего океана. Поэтому важным этапом является сбор представительного материала из разных частей Мирового океана и его исследование по единой программе, с применением сопоставимых методов. Этот трудный этап занял более 20 лет работ Института океанологии АН СССР, а также многих других научных учреждений в нашей стране и за рубежом.

Обобщение первичных данных, как и на суше, проводилось прежде всего путем картирования различных показателей океанских осадков, что нашло отражение в серии карт и атласов (Антарктики, Тихого океана, Индийского и Атлантического океанов, международной Индоокеанской экспедиции, серия из 13 цветных карт по геологии Атлантического океана и др.). Были опубликованы монографии и многочисленные обобщающие статьи по осадконакоплению в отдельных морях и океанах. Эти работы показали, что наряду с частными существуют и более общие закономерности океанской седиментации.

Существенно изменились и направления в исследовании осадочного процесса. Появились такие новые направления, как анализ осадочного материала (аэрозоля) в атмосфере над океанами, в водной толще океанов (гидрозоля), изучение осадочного процесса в ледовых зонах, в зонах преобладания эолового переноса и др. В соответствии с этим (отлично от общепринятого) ведется и изложение материалов: рассматривается поступление осадочного ма-

териала не только из рек и потоков, но также и по воздуху (эоловый материал с суши и пирокластика), по поверхности океана со льдами, закономерности распределения и трансформации его в водной толще, а затем на поверхности дна и во всей толще донных осадков, вплоть до базальтов ложа. Последнее стало возможным лишь после начала глубоководного бурения с «Гломар Челленджера», с 1968 г. Такого рода всестороннее рассмотрение оставляет мало места для литологических мифов, догадок и интуиции.

Для целей настоящего исследования применены современные лабораторные методы, которые дают новую информацию, отличаются производительностью и высокой точностью (атомная абсорбция и нейтронно-активационный анализ, ИК-спектроскопия, масс-спектроскопия, количественный рентгеновский анализ, гамма-спектроскопия и многие другие). Эти новые приемы были внедрены не только в лабораториях институтов, но и, что особенно важно, впервые на борту судна, ведущего исследования в океане. Все это резко расширило возможности исследования.

Новый этап развития морской геологии связан с именами ученых-энтузиастов, среди которых необходимо отметить Ю. А. Богданова, З. Н. Горбунову, Ю. В. Кузнецова, В. М. Купцова, В. В. Гордеева, В. Н. Лукашина, И. Б. Зверинскую, В. В. Серову, А. И. Куринова, Н. В. Катаргина, А. Я. Крылова, М. А. Левитана, Т. И. Линькову, Д. М. Печерского и многих других.

Специально для этой работы З. А. Филатовой, В. В. Мухиной, С. Б. Кругликовой были подготовлены оригинальные материалы по биоценозам и танатоценозам моллюсков, диатомовых, силикофлагеллят и радиолярий.

Аналитическая обработка выполнена в основном в Отделе физико-геологических исследований Института океанологии, а часть анализов — в Аналитической лаборатории этого же института под руководством М. П. Нестеровой (О. И. Зеленская, З. А. Глаголева, В. П. Казакова, Э. Н. Жарикова и др.).

Сложная работа по получению статистических параметров для взвеси и осадков с помощью ЭВМ была выполнена Н. В. Катаргиным, В. В. Гордеевым и В. Н. Лукашиным, а по подготовке карт и графиков — Е. В. Селивановой, Т. А. Воробьевой, Т. В. Базановой, Г. А. Андреевой и др. Часть материалов по глубоководному бурению была получена благодаря содействию руководителей Проекта глубоководного бурения (DSDP) В. Ниренберга, М. Петерсона, В. Риделя, Т. Эдгара и др.

Многие проблемы неоднократно обсуждались с членами-корреспондентами АН СССР П. Л. Безруковым, А. С. Мониным, В. Е. Хаиным, а также с О. Г. Сорохтиным, И. О. Мурдмаа, Ю. А. Богдановым, Е. М. Емельяновым, К. М. Шимкусом, с зарубежными учеными — Е. Зейболдом, В. Риделем и многими другими. Всем упомянутым исследователям и специалистам, а также морякам экспедиционных кораблей, коллегам по бурению на «Гломар Челленджере», всем, кто способствовал завершению этой работы, автор приносит свою искреннюю благодарность.

Эта книга — дань признательности ученым и мореплавателям, чей труд способствовал познанию природы океанов и развитию представлений о процессах океанской седиментации.

Глава I

ПОСТАВКА ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ОКЕАНЫ

ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ ЗЕМЛИ

По составу и строению земной коры вся поверхность Земли может быть разделена на крупнейшие регионы, отвечающие коре континентального, переходного и океанического типов. Различия в строении коры приводят к существенной разнице в геофизических параметрах, составе, истории развития, тектонике и рельефе.

В этих регионах специфичны не только экзогенные, но и эндогенные процессы. Все это приводит не только к различиям в составе горных пород, минералогии и геохимии, но и к коренным отличиям в работе самого механизма подготовки и транспортировки осадочного материала.

Главнейшие питающие провинции (мегапровинции) Земли следующие:

1) мегапровинция континентов (континентальной коры);

2) мегапровинция современных геосинклиналей (коры переходного типа, андезитовой зоны);

3) мегапровинция океанских платформ (океанической коры).

Такое выделение питающих мегапровинций соответствует главнейшим структурным элементам литосферы: континентам, современным геосинклинальным поясам, для которых типична кора переходного типа (субокеаническая и субконтинентальная), и океанам. Структурная гетерогенность земной коры влечет за собой гетерогенность режимов седиментации, а также гетерогенность состава осадочного материала и его количества.

Особенно четкими эти категории становятся, если сопоставлять не географические, а геофизические границы материков и океанов, т. е. проводить их не по береговой линии материков, а по границе океанической и континентальной коры (рис. 1, вклейка).

В пределах мегапровинций могут выделяться более мелкие категории — макро-, мезо- и микропровинции. В процессе океанской седиментации осадочный материал из разных провинций смешивается, при этом возникает все разнообразие осадков, наблюдаемое в океанах.

Главная граница между областями океанической и континентальной коры отчетливо проводится по внешней (океанской) части глубоководных океанских желобов, а там, где желоба отсутствуют,— по основанию континентального склона. Материковые шельфы, а также материковые склоны относятся к континентам.

Труднее провести границы сложно устроенных и подвижных современных геосинклинальных поясов, которые понимаются нами в соответствии с построениями Ю. М. Пущаровского (1972) и В. Е. Хаина (1973). При выделении поясов учитывают не только геофизические данные, но также и историю развития регионов.

Мощность осадочных отложений на суше, их состав и строение находятся в тесной зависимости от тектонических движений, в связи с чем для континентов выделяют отложения, свойственные континентальным платформам и континентальным геосинклиналям.

В свою очередь обширная область, скрытая океанскими водами, четко разделяется по режиму седиментации, составу, мощности и условиям залегания и дальнейшего преобразования осадков на океанские геосинклинали и океанские платформы.

Для континентальных и океанских платформ характерна изостатическая уравновешенность, которой определяется средний высотный уровень континентальных платформ $+0{,}5$ *км*, средний уровень океанских $-4{,}5$ *км*, что хорошо прослеживается на гипсографических кривых. В этих областях обычно ровным является и рельеф поверхности Мохоровичича (нижняя граница коры), а также кровля астеносферы.

Плиты континентов толстые (мощность коры 30—60 *км*), состав фундамента преимущественно кислый, для осадочного чехла типичны значительные мощности — в среднем для континентов 4,2 *км*, а в области континентальных геосинклиналей около 10 *км* (Ронов, Ярошев-

ский, 1967). На континентальных блоках вулканизм имеет свои особенности и отличен от океанского, например континентальные андезиты и базальты по составу существенно отличаются от океанических (Кутолин, 1973; Jakes, White, 1972).

Океанские платформы характеризуются исключительно толеитовым составом фундамента, на котором залегает осадочный чехол небольшой мощности — обычно несколько сотен метров, а в аридных зонах даже менее 100 *м*. Максимальная мощность осадочного чехла в пределах океанских платформ достигает 1—2 *км*, при этом среднее значение мощности принимается около 300 *м* (при мощности коры 5—10 *км*). Вулканизм в пределах всех обширных океанских платформ исключительно базальтовый как для современных океанов, так и для всего их геологического прошлого (по данным бурения). Здесь выделяются зоны высокой проницаемости и подвижности коры — активные срединные хребты, из которых на дно поступает эндогенный материал.

Океанские геосинклинали — также зоны высокой подвижности и проницаемости, но в пределах земной коры переходного типа. С этим связаны вулканическая активность, сейсмичность, высокие значения теплового потока, аномалий гравитационного и магнитного полей. Типична также линейность, проявляющаяся не только в общем простирании поясов (обычно по периферии океанских платформ на границе со складчатыми поясами континентов), но и в контурах отдельных поднятий (геоантиклиналей) и опусканий (синклиналей), в распределении разломов и складчато-надвиговых дислокаций. Специфична разнонаправленность движений для узких близко расположенных глыб, резкая контрастность рельефа — перепад высот до 14—15 *км* в пределах пояса шириной всего 100—150 *км*. Исключительная интенсивность вулканизма и поставки осадочного материала в современные геосинклинали, особый его состав, очень высокие значения мощностей осадочной толщи, своеобразие их распределения, особенности фаций и формаций — все это заставляет выделить их в особую категорию. В пределах крупнейших современных геосинклинальных подвижных поясов могут быть выявлены различные по стадиям развития системы, области, районы.

Среди современных геосинклиналей удается выделить по крайней мере две четко различные группы — эвгеосинклинали и миогеосинклинали. Первые выражены особенно ярко в областях активного вулканизма островных дуг, включают антиклинали (острова) и синклинали (глубоководные желоба и бассейны, прилежащие к дугам). Если вулканизм отсутствует, а условия седиментации и стадийность развития соответствуют геосинклиналям, выделяют вторую группу — миогеосинклинали (близ островных дуг, без действующих вулканов).

В. Е. Хаин (1973) рассматривает 4 типа современных геосинклиналей, два из которых полностью приходятся на океаны:

молодые вулканические дуги и желоба (Марианская, Меланезия и др.);

зрелые дуги и желоба, а также бассейны с дном океанского типа (окраинные моря в Юго-Восточной Азии, от Камчатки до Новой Гвинеи);

два других типа он относит к зоне перехода от материков к океанам и к участкам геосинклинального пояса, простирающегося на континентах в альпийской зоне (Средиземное, Каспийское и Черное моря).

Особыми образованиями, отнесение которых к современным геосинклиналям рядом авторов оспаривается, являются мощные накопления осадков, не свойственные океанской платформе и образующиеся на границе океанов и материков. Например, близ атлантических берегов США мощность осадочной толщи повышается до 10—12 *км*, с образованием узких, заполненных осадками прогибов, характеризующихся линейным простиранием. Материал андезитового вулканизма в таких отложениях отсутствует. Автор относит их к отложениям периферии океанов и связывает образование мощных толщ с циркумконтинентальной зональностью (см. Лисицын, 1974б), что подтверждается составом осадочного материала кернов, который не характерен для геосинклиналей.

В развитии типичных современных геосинклиналей может быть прослежено несколько стадий:

1) начальная (погружение с большой скоростью, накопление мощных толщ осадков, вулканизм — преобладание морских условий);

2) зрелая (образование внутренних поднятий, расчленение единой геосинклинали, складчатость, андезитовый вулканизм, гранитные интрузии);

3) орогенная (ранняя, главная и посторогенная — преобладание континентальных условий).

Изучением океанских геосинклиналей много занимались советские исследователи А. Л. Яншин (1965), А. В. Пейве (1969), П. Н. Кропоткин (1965), Ю. М. Пущаровский (1967), Э. Н. Эрлих (1968, 1973) и многие другие. Принципиально важным представляется выделение геосинклиналей, развивающихся на коре океанского типа,— талассогеосинклиналей (Богданов, 1967, 1969).

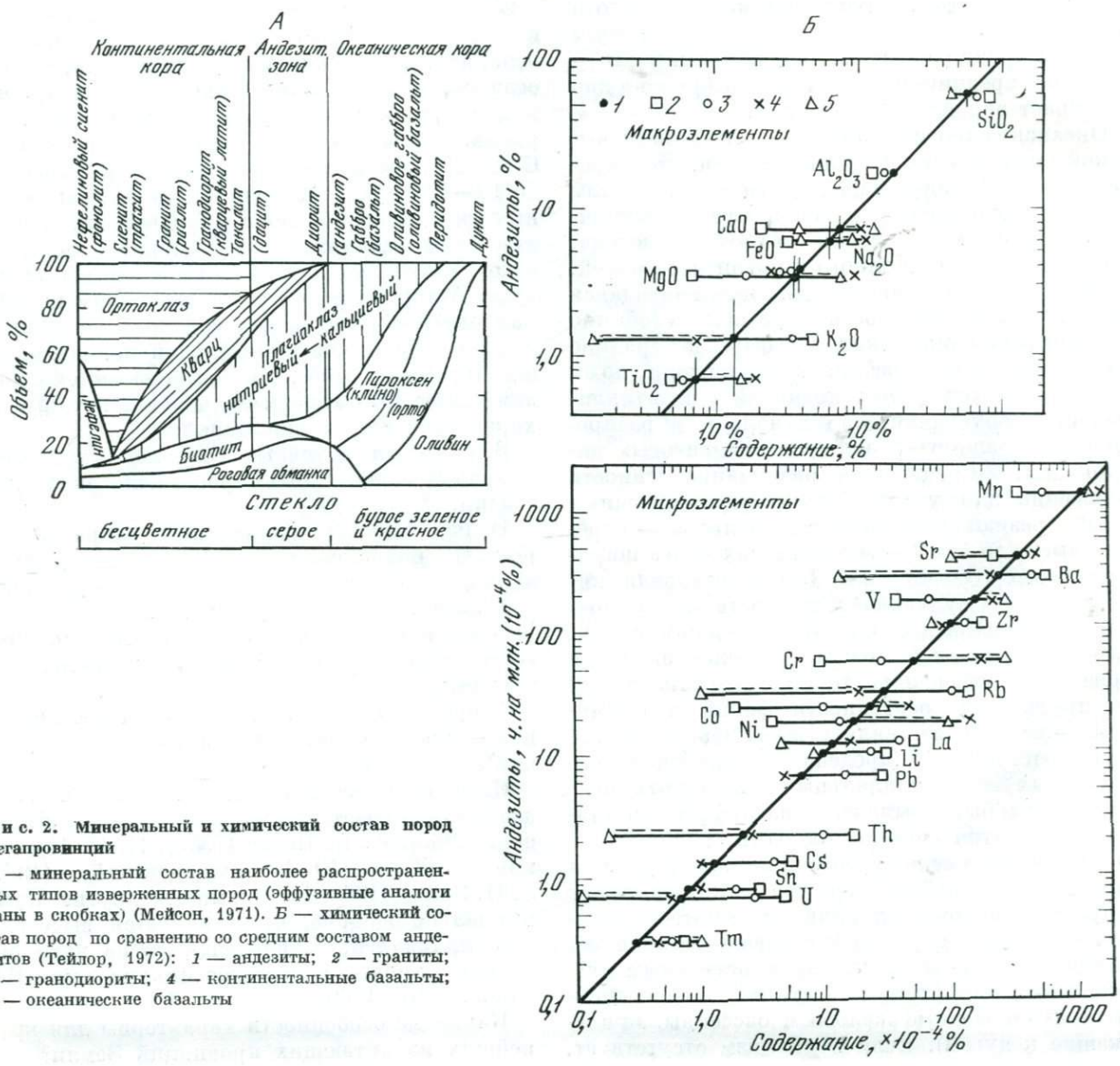
Какие же особенности характерны для крупнейших из питающих провинций Земли?

МЕГАПРОВИНЦИЯ КОНТИНЕНТОВ (КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ)

Для этой провинции, занимающей относительно небольшую площадь (29,2% поверхности Земли), но имеющей, безусловно, главенствующее значение в осадкообразовании, типичны специфическое строение земной коры, особый состав (набор) пород, особый ход тектонических и геохимических процессов. Строению материковой коры свойственны большая мощность (30—60 *км*) и наличие промежуточного гранитного слоя. Около половины площади континентальной коры скрыто водами морей и океанов (шельф, материковый склон) и является не областью размыва, а областью быстрой аккумуляции и осадочного материала.

Для мегапровинции континентов характерно максимальное разнообразие изверженных, метаморфических и осадочных пород, но главной ее чертой является доминирование в ней гранитных пород (более 70%) с высоким содержанием калия и лейкократовых минералов (рис. 2). Здесь встречаются также андезиты, базальты и ультраосновные породы (все особого континентального типа), но в подчиненных количествах по сравнению с гранитоидами. Доминирование гранитоидов определяет и характер вулканизма на континентальном блоке, его вклад в осадконакопление.

В соответствии с разнообразием исходных магматических пород, для мегапровинции континентов характерен самый богатый и разнообразный комплекс обломочных минералов, а так-



Р и с. 2. Минеральный и химический состав пород мегапровинций

А — минеральный состав наиболее распространенных типов изверженных пород (эффузивные аналоги даны в скобках) (Мейсон, 1971). *Б* — химический состав пород по сравнению со средним составом андезитов (Тейлор, 1972): *1* — андезиты; *2* — граниты; *3* — гранодиориты; *4* — континентальные базальты; *5* — океанические базальты

же обломков горных пород. Среди лейкократовых минералов господствуют калиевые полевые шпаты, кварц, кислые и средние плагиоклазы, К-слюды, биотит, роговая обманка, все 4 основные группы глинистых минералов.

Подсчеты площадей развития различных магматических пород на территории континентальной мегапровинции пока не очень совершенны, но они дают основные представления: для части территории СССР — 22,4 млн. км² (Соловьев, 1952) и части США — 7,83 млн. км² (Daly, 1933). Интересны также детальные подсчеты площадей распространения пород для Финляндии (191 тыс. км²; Sederholm, 1925), Северной Америки (Кордильеры — площадь исследований 45 тыс. км²; Moore, 1959), территории Аппалачей (около 4 тыс. км²; Daly, 1933), Канадского щита (Grout, 1938), а также пород фундамента осадочного чехла, вскрытых при бурении в США (9,3 млн. км²; Rudman a. o., 1965). Эти данные характеризуют более 20% суши и достаточно показательны.

Наиболее распространены на территории СССР граниты и гранитоиды, которые составляют около половины (48,7%) всех магматических пород. Соответственно для территории США — 35,4%. Если добавить также и эффузивные кислые породы, то значения для территорий СССР и США будут соответственно 62,2% и 48,2%. Господство кислых изверженных пород на континентах очевидно. Более того, по подсчетам К. Ведеполя (Wedepohl, 1969), на долю гранитоидов (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты) [1] приходится около 85% интрузивных пород, а по данным бурения в США — 87% (Rudman a. o., 1965); все остальные типы горных пород среди интрузивных пород континентов имеют незначительное распространение. Сходные цифры (87,8%) приводит для областей развития докембрийских пород А. Н. Заварицкий (1955). На долю габбро приходится около 13% интрузивных пород, остальные интрузивы имеют ничтожное (меньше 1%) развитие.

На втором месте среди магматических стоят основные породы, главным образом эффузивные. Для территории СССР основные эффузивы составляют 35,1% площади изверженных пород (Соловьев, 1952, 1964, 1965), с учетом пород трапповой формации Сибири (1550 тыс. км²) — 45,5%, а интрузивные их фации — 2,3% (его же данные). Для территории США роль основных эффузивов определяется в 45%, основных интрузий — в 4,4% (Daly, 1936).

Итак, для изверженных пород на континентах типичны следующие особенности:

1) наибольшим развитием пользуются гранитные породы;

2) среди эффузивов преобладают базальты. Они отличаются от базальтов ложа океанов бо́льшим содержанием K_2O и пониженным содержанием TiO_2;

3) отношение площадей развития гранитов к габбро не менее 7—10;

4) андезитов и базальтов больше, чем риолитов в 3—4 раза и более;

5) щелочные породы занимают ничтожные площади (0,4% по Соловьеву, 1952);

6) распространение главных изверженных пород на разных континентах (вне докембрийских щитов) довольно постоянно. Соотношения пород в области докембрийских щитов также постоянны для разных континентов, но отличаются от более молодых областей.

Наряду с изверженными породами существенное значение в поставке осадочного материала могут играть осадочные и метаморфические. Как можно видеть из табл. 1 и 2, средний состав осадочных пород континентов близок к составу изверженных, за счет которых они образовались; для малых площадей это соответствие, естественно, нарушается. То же можно сказать о среднем составе метаморфических пород, например для Канадского щита (см. табл. 1).

Интересные определения площадей, занятых осадочными и изверженными породами на поверхности суши, выполнены с применением новейших карт и подсчетов на ЭВМ (Blatt, Jones, 1975). Они показали, что на долю осадочных пород приходится 66% ($\pm$3,5%) поверхности суши, изверженных — 34% (из них метаморфических докембрийских — 17%, интрузивных — 9%, эффузивных — 8%).

Если учесть, что при геологическом картировании обычно исключаются четвертичные отложения, залегающие на поверхности, то при учете и этих отложений площадь, занятая осадочными породами, составит около 72% поверхности, а при их полном исключении — около 59%. Интересно, что площади, занимаемые осадочными отложениями разного возраста, увеличиваются от 1% для докембрийских до 13% для палеозойских, до 18% для мезозойских и до 33% для кайнозойских. Если построить график, на котором по горизонтали откладывается возраст, а по вертикали — площади распространения осадочных пород разного возраста, то получится кумулятивная кривая развития осадочного покрова на континентальном блоке. Ее наклон в ходе геологической истории не меняется, что говорит о том, что с фанерозойского времени темпы образования осадочных пород из изверженных, а также за счет переотложения выдерживались практиче-

[1] Их процентные соотношения следующие: граниты и кварцевые монцониты —44, гранодиориты —34, кварцевые диориты—8.

Таблица 1

Средний состав пород мегапровинции континентов по определениям разными методами

Окислы	Метод точечного опробования	Методы определения по среднему составу						
		изверженных пород*				осадочных пород		взвеси и растворенных компонентов в реках мира
	Кларк, Вашингтон (Clarke, Washington, 1924)	Мид (Meade, 1914)	Викман (Wickman, 1954)	Бротцен (Brotzen, 1966)	Ведеполь (Wedepohl, 1969)	Полдерварт (Poldervaart, 1955)	Ронов, Ярошевский, 1967	Гордеев, Лисицын, 1976
SiO_2	60,18	62,18	62,90	62,60	66,4	60,6	49,82	58,19
TiO_2	1,06	—	0,80	0,75	0,7	0,40	0,65	0,67
Al_2O_3	15,61	15,35	15,22	15,70	14,9	8,90	12,97	15,83
Fe_2O_3	3,14	2,97	1,96	2,85	1,5	2,40	2,97	7,42
FeO	3,88	3,35	4,43	3,29	3,0	1,20	2,81	—
MnO	—	—	0,13	0,14	0,08	Следы	0,11	0,146
MgO	3,56	2,79	3,08	2,87	2,2	2,90	3,09	3,31
CaO	5,17	4,58	5,40	4,80	3,8	10,60	11,64	7,57
Na_2O	3,91	3,28	3,22	3,30	3,6	0,80	1,57	3,13
K_2O	3,19	3,24	2,65	3,23	3,3	2,10	2,03	2,28
P_2O_5	0,30	—	0,23	0,27	0,18	0,10	0,17	1,47
CO_2	—	—	—	—	—	10,00	8,26	—
Сумма	100,00	97,74	100,02	99,80	99,66	100,00	96,09**	100,01

* Сходные значения приводит Седерхольм (Sederholm, 1925) для Финляндии, Гроут (Grout, 1938) — для Канадского щита.

** Содержание $C_{орг}$ — 0,47%, SO_3 — 0,38, Cl — 0,19, H_2O — 2,91%, итого 3,95% (средняя мощность осадочной толщи континентов от 1,8 *км* на платформах до 10 *км* в геосинклиналях, в среднем 4,2 *км*, объем 500 млн. $км^3$, масса $1{,}29 \cdot 10^{24}$ *г*).

ски постоянными, т. е. в ходе развития осадочного покрова современный и кайнозойский циклы не являются аномальными. Можно сравнить эту кривую с кривой радиоактивного распада и определить «период полураспада», который составляет для осадочных пород 130 млн. лет. Это означает, что по крайней мере половина из обнажающихся на суше осадочных отложений моложе юрских.

Средние данные для больших площадей (без учета эффузивов) показывают, что среди осадочных отложений на долю глинистых пород приходится около 50%, песчаников — около 30%, карбонатных — 20% (Ронов, 1949; Рухин, 1958).

Объем осадочного чехла континентов принимается в 500 млн. $км^3$, из них на геосинклинальные осадки приходится более половины, т. е. они составляют более половины осадочной оболочки Земли в целом (985 млн. $км^3$).

Более поздние подсчеты распределения осадочных пород на континентах несколько отличаются от приведенных. Так, А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1967) на долю глин и глинистых сланцев платформ относят 49,5% (по объему), песков — 23,6%, карбонатных пород — 21%; для геосинклиналей — соответственно 39,4; 18,7; 16,3%. Разброс значений, приводимых разными авторами, связан с методикой определения (учет эффузивов, эвапоритов и др.), однако несомненным остается то, что среди осадочных пород на континентах на первом месте стоят глинистые породы, включая сланцы (50—77%), на втором — разнообразные пески и песчаники (15—25%), на третьем — карбонаты (7—20%) *. Самыми распространенными породами континентальных блоков в целом являются глины и глинистые сланцы (почти половина поверхности континентов), а также гранитоиды (около 30%); все остальные породы занимают менее 20% поверхности континентов.

К. Ведеполь (Wedepohl, 1969) считает, что на континентах в целом геосинклинальные эффузивные породы занимают 2—3% поверхности (по объему от 0,1% континентальной коры для современного этапа до 2% для палеозоя). По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1967), эффузивные породы занимают на платформах 3,9%, а в геосинклиналях 25,3% от объема осадочной толщи континентов, т. е. их подчиненное значение для континентальной провинции несомненно.

* Наиболее вероятны для платформы и геосинклиналей континентов следующие соотношения: глины и глинистые сланцы 53,0%, пески и песчаники 25,4%, карбонаты 20,8%, эвапориты 0,8% (Беус, 1972). Из песчаников около половины составляют гравуакки, по 25% приходится на аркозы и кварцевые песчаники (Wedepohl, 1969).

Пропорции распространения разных осадочных пород на суше определяются минеральным составом исходных изверженных пород континентов, а также его преобразованием в осадочном цикле. Преобладание глинистых пород в осадочном чехле предопределяется в исходных изверженных породах континентов содержанием полевых шпатов (50—65%), а песков — содержанием наиболее стойкого к выветриванию и распространенного кварца, которого в исходных породах 15—21%. Эти исходные пропорции резко меняются в ходе выветривания.

Важнейшим геохимическим показателем питающих мегапровинций является средний состав осадочного материала.

Определение среднего состава вещества, поступающего с континентов, представляет большие трудности, однако для решения такой задачи могут быть использованы независимые методы, которые характеризуют это вещество, снесенное с больших участков суши.

1. Определение среднего состава коренных (изверженных и метаморфических) пород, поскольку для крупных площадей при оперировании большими числами средний состав осадочных образований близок к среднему составу исходных изверженных пород. С этой целью проводилось опробование больших площадей континентов с хорошей обнаженностью изверженных пород (см. табл. 2).

2. Выяснение среднего состава осадочных пород и отложений. Такое исследование, например, проведено для Русской платформы, оно выполнено на основе 6804 анализов, охватывающих осадочные образования от рифея до кайнозоя.

3. Анализ речных отложений (аллювия) крупных рек, дренирующих большие площади и представляющих собой как бы интегральные пробы. Такие исследования проведены для р. Колумбия, которая дренирует водосбор площадью около 260 тыс. кв. миль (Тейлор, 1972). Данные корректны только для тех районов, где преобладает физическое выветривание, поскольку при химическом значительная часть вещества мигрирует в растворах.

4. Теоретические подсчеты, основанные на среднем для континентальной коры соотношении двух исходных пород — гранитоидов и континентальных базальтов, равном 2 : 1. Из подсчетов среднего состава породы исключают углекислоту и воду. Идея такого подсчета была выдвинута более 60 лет назад (Meade, 1914), вычисления совершенствовались по мере получения новых данных, учета вклада андезитов, метаморфических пород и др. (Wickman, 1954; Brotzen, 1966).

5. Непосредственное исследование осадочных компонентов на основе прямых наблюдений за речным стоком. Для реализации метода необходимо определение как взвешенного, так и растворенного стока. Автор считает этот метод наиболее надежным (Гордеев, Лисицын, 1976).

6. Точечное опробование, когда отбор проб ведется не по разрезам, а по поверхности, т. е. учитываются только верхний осадочный чехол и обнажающиеся на поверхности изверженные породы (Blatt, Jones, 1975).

Представление о среднем химическом составе континентальной мегапровинции дает табл. 1, основанная как на последних определениях, так и на классических работах Ф. Кларка и Х. Вашингтона (Clarke, Washington, 1924). Именно этими авторами на основе сопоставления 5159 анализов пород было доказано, что если проводить усреднения для достаточно крупных площадей суши, то полученные цифры оказываются сходными, т. е. на больших площадях состав пород поверхности Земли довольно постоянен.

Средний состав континентальных пород не отвечает ни одной реальной породе, он является промежуточным между составом гранита и базальта — наиболее распространенных магматических пород континентальной коры — и близок к составу андезитов.

Как известно, в магматических породах содержание всего 8 элементов определяется единицами — десятками процентов, которые в сумме дают около 97% от валового состава пород. Среднее содержание этих породообразующих элементов следующее (в вес. %): O — 47,29; Si — 28,02; Al — 7,96; Fe — 4,50; Ca — 3,47; Mg — 2,92; Na — 2,50; K — 2,47. Таким образом, горные породы почти наполовину состоят из кислорода, а первые три элемента дают в сумме более 80% от земной коры. В количестве от десятков до сотых долей процента встречаются Ti, H, P, C, Cl, S, Ba, Sr, Mn, Zr, Co, V. На долю всех остальных многочисленных элементов суммарно приходится только $< 0{,}5\%$, т. е. преобладающая роль в сложении земной коры, безусловно, принадлежит элементам с порядковым номером до 26 (Саранчина, Шинкарев, 1973).

Средний минеральный состав магматических пород всех континентов, по имеющимся данным (см. рис. 2), сходен (в %): кварц — 10—14, полевые шпаты — 50—65, пироксены и роговая обманка — 10—12, слюды — 4—5, нефелин — менее 1, магнетит, апатит и прочие минералы — 5—6 (Заварицкий, 1955; Barth, 1948; Clarke, 1924). По подсчетам К. Ведеполя (Wedepohl, 1969), минеральный состав «средней магматической породы континентов» следующий (в %): кварц — 21, плагиоклазы — 41, K-полевые шпаты — 21; на долю темно-

Таблица 2

Средний состав пород питающих мегапровинций Земли, осадочных пород, взвеси, воды и пелагических осадков океанов (окислы в %, остальные элементы $\times 10^{-4}$)

Окислы, элементы	Мегапровинция континентов																			
	Изверженные породы					Осадочные породы												Взвесь и воды рек мира		
	средний состав					платформы					геосинклинали (древние)				для континента в целом			средний состав		
						средний состав					средний состав				средний состав					
	гранита (по 65-ти регионам)	гранодиорита (по 31-му региону)	базальта континентальных платформ	магматической породы с учетом андезита	пород континентального блока	песков (7785 проб)	глин и сланцев (10746 проб)	карбонатов (10942 проб)	эффузивов (600 проб)	осадочной толщи	песков (7183 проб)	глин и глинистых сланцев (11151 проб)	карбонатов (4687 проб)	эффузивов (411 проб)	осадочной толщи	осадочных и эффузивных пород	обломочных пород, с учетом эффузивов	речная взвесь	растворенная часть	взвесь в % от суммы взвесь+раствор
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO_2	72,60	65,3	49,2	62,60	66,4	75,75	55,09	9,80	49,22	49,21	62,93	55,76	13,30	55,62	50,00	49,82	51,98	54,55	6100	95,6
TiO_2	0,29	0,64	1,50	0,75	0,7	0,49	0,86	0,18	1,53	0,65	0,52	0,71	0,14	1,00	0,65	0,65	0,67	0,67	3,0	99,86
Al_2O_3	13,90	16,34	15,40	15,70	14,9	6,90	16,30	2,54	15,74	10,88	12,12	17,56	2,70	16,12	13,69	12,97	11,3	15,68	160	99,6
Fe_2O_3	1,02	1,58	3,20	2,85	1,5	2,55	4,17	0,85	3,33	2,97	2,30	3,61	0,43	4,17	2,98	2,79	5,5	7,29	410	98,5
FeO	1,45	2,82	9,30	3,29	3,0	1,31	1,87	0,54	8,02	1,65	3,20	3,35	0,94	4,52	3,21	2,81	—	—	—	—
MnO	0,05	0,09	0,17	0,14	0,08	0,06	0,05	0,06	0,18	0,06	0,11	0,08	0,09	0,24	0,13	0,11	0,09	0,14	10	98,3
MgO	0,55	1,83	6,48	2,87	2,2	1,43	2,46	6,83	6,11	3,37	2,28	2,52	2,92	4,22	2,99	3,09	3,32	2,07	3900	62,7
CaO	1,55	3,35	9,95	4,80	3,8	3,40	4,75	38,93	10,00	13,28	5,69	4,08	42,40	6,91	11,42	11,64	11,19	3,5	15000	45,6
Na_2O	3,60	3,74	2,50	3,30	3,6	0,58	0,75	0,24	2,51	0,81	1,92	1,27	0,56	3,33	1,83	1,57	1,75	1,35	6900	42,5
K_2O	4,20	3,05	0,85	3,23	3,3	1,83	3,01	0,76	0,73	2,11	1,69	2,76	0,49	2,02	2,00	2,03	2,16	1,81	2100	78,8
P_2O_5	0,14	0,26	0,15	0,27	0,18	0,16	0,11	0,07	0,18	0,12	0,11	0,15	0,10	0,34	0,18	0,17	—	0,14	20	94,1
Li	30	25	10	30			66	7,5			51							50	2,5	91,2
B	10	10	5	9			100	20			35							—	—	—
Sc	6	14	38	14			13	1			10							20	0,001	99,96
V	40	75	250	95			130	20			67							126	1,0	98,5
Cr	10	30	200	70			90	11			50							130	1,0	98,5
Co	2	10	48	12			19	2			20							18	0,3	96,9
Ni	4	15	150	44			68	15			40							84	2,5	94,5
Cu	10	25	100	30			45	4			45							80	7,0	85,5
Zn	20	60	130	60			95	23			60							310	20,0	88,9
Ga	20	18	12	17			19	4			14							18	0,1	98,8

Таблица 2 (продолжение)

Окислы, элементы	Мегопровинция континентов																		
	Изверженные породы					Осадочные породы											Взвесь и воды рек мира		
	средний состав					платформы					геосинклинали (древние)				для континента в целом		средний состав		
						средний состав					средний состав				средний состав				
	гранита (по 65-ти регионам)	гранодиорита (по 31-му региону)	базальта континентальных платформ	магматической породы с учетом андезита	пород континентального блока	песков (7785 проб)	глин и сланцев (10746 проб)	карбонатов (10942 проб)	эффузивов (600 проб)	осадочной толщи	песков (7183 проб)	глин и глинистых сланцев (11151 проб)	карбонатов (4687 проб)	эффузивов (411 проб)	осадочной толщи	осадочных и эффузивных пород	обломочных пород, с учетом эффузивов	речная взвесь	растворенная часть	взвесь в % от суммы взвесь + раствор
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*	*14*	*15*	*16*	*17*	*18*	*19*	*20*	*21*
Ge	1,5	1,3	1,5	1,3		1,6	0,2				1,4							—	0,07	—
As	1,5	1,9	2,0	1,7		10	1				?							—	1,4	—
Rb	145	110	20	120		140	11				80							122	2,0	97,1
Sr	285	440	465	290		300	450				200							270	50,0	73,7
Y	40	30	25	34		41	38				30							27	0,7	95,9
Zr	180	140	110	160		160	19				450							200	2,6	97,7
Nb	—	—	—	20		18	0,3 (?)				?							30	0,01	99,93
Mo	2,0	1,0	1,0	1,0		2,6	0,4				?							5,8	1,0	75,4
Ag	0,04	0,05	0,10	0,06		0,07	—				?							1,3	0,2	77,4
Cd	0,2	0,13	0,2	0,1		0,8	0,09				0,2							0,7	0,2	
In	0,1	—	0,1	0,07		0,1	0,009				?							—	—	
Sn	3	2	1	3		6,0	1				?							—	0,04	
Sb	0,2	0,2	0,2	0,2		1,5	0,3				1,0							2	1,0	
Cs	5	4	1	2,7		5,5	1				?							5,2	0,03	
Ba	600	500	250	590		580	120				380							380	20,0	91,0
ΣРЗЭ	184	148	153	—		—	—				?								5,26	
Hf	4	3	2	3		2,8	0,3				?							2,9	—	—
Tl	1,0	0,9	0,1	3,4		2,0	0,0*n*				?							1	—	—
Pb	30	15	5	15		20	9				?							147	1,0	98,8
Bi	0,18	—	0,15	0,2		0,1	0,013				?								—	
Th	17	10	2,7	11		12	1,7				6,3							7,1	0,1	97,5
U	4,8	2,7	0,6	3,5		3,7	2,1				1,8							1,2	0,5	55,7

Таблица 2 (продолжение)

Окислы, элементы	Мегапровинция современных геосинклиналей				Мегапровинция океанской платформы												
	Изверженные породы				Изверженные породы					Взвесь и воды Мирового океана			Пелагические осадки Мирового океана				
	средний состав				средний состав					средний состав			средний состав, натуральный осадок				Среднее для осадочной толщи, на бескарбонатный материал
	андезита Курильских островов и Камчатки	андезита о. Сайпан	в целом для андезитовой зоны	андезита по 54 регионам	щелочных базальтов и поднятий (251 проба)	базальтов 30 океанских островов (115 проб)	океанского толеита (54 пробы)	ультраосновных перидотитов и гарцбургитов	гарцбургитов	взвесь (поверхностные и глубинные пробы)	растворенная часть	взвесь в % от суммы взвесь+раствор	поверхностный слой (1500 проб)	колонки (1200 проб)	керны бурения (669 проб)	в целом для осадочной толщи (3369 проб)	
										мкг/л							
21а	*22*	*23*	*24*	*25*	*26*	*27*	*28*	*29*	*30*	*31*	*32*	*33*	*34*	*35*	*36*	*37*	*38*
SiO_2	57,71	57,3	59,5	59,0	48,23	46,5	50,18	45,7	45,0	6,5	3000	0,2	42,08	30,22	32,96	34,97	54,80
TiO_2	0,83	0,58	0,70	0,84	2,86	3,06	1,47	0,2	0,1	0,03	1,0	3,0	0,57	0,38	0,52	0,48	0,75
Al_2O_3	17,16	17,4	17,2	17,0	16,52	15,0	16,18	3,7	1,7	1,1	1,0	52,4	10,11	7,46	7,96	8,54	13,40
Fe_2O_3	4,45	—	—	2,40	4,16	3,50	2,63	5,1	6,8	1,3	5,0	6,3	5,42	6,31	4,64	5,56	8,70
FeO	4,05	7,30	6,10	4,20	7,56	8,30	7,07	3,6	2,2	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,16	0,15	0,15	0,15	0,16	0,17	0,18	0,1	0,1	0,03	0,4	7,0	0,37	1,31	1,01	0,84	1,32
MgO	3,41	3,52	3,42	3,16	5,26	7,62	7,71	38,4	42,6	—	—	—	2,36	2,85	1,32	2,38	3,73
CaO	6,78	8,65	7,03	6,10	9,14	10,64	11,43	2,3	0,7	—	—	—	19,05	24,88	25,43	22,74	—
Na_2O	3,25	2,63	3,68	3,60	3,74	2,79	2,79	0,3	0,2	—	—	—	2,45	3,19	1,36	2,45	3,84
K_2O	1,24	0,72	1,60	2,10	1,89	0,97	0,22	0,1	0,1	—	—	—	1,60	1,35	0,98	1,30	2,04
P_2O_5	—	—	—	0,30	0,48	0,30	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Li		—	10	11			9	4,1	3,2	0,0034	180	0,01	29	26	25	27	42
B		—	—	—			—	—		—	—	—	251	134	—	200	313
Sc		31	30	26			61	—	—	0,0003	0,0008	27,2	14	19	19	17	27
V		195	175	252			292	47	42,5	0,008	1,5	0,5	96	117	69	98	154
Cr		44	56	67			297	4400	3400	0,03	0,25	12,0	60	65	41	58	91
Co		20	24	25			32	117	121	0,002	0,03	6,2	65	89	31	67	105
Ni		15	18	51			97	2500	2100	0,03	0,5	5,7	97	160	79	116	182
Cu		55	54	36			77	39,7	40	0,12	1,4	7,9	237	310	155	247	387
Zn		—	—	—			—	130	80	0,30	5,0	5,7	130	183	178	158	248
Ga		—	16	17			22	—	—	0,0012	0,02	5,7	13	15	16	14	22
Ge		—	—	—			—	—		—	0,05	—	1,6	1,7	—	1,6	2,5
As		—	—	—			—			—	2,0	—	17	6,6	—	12,3	19,3
Rb		10	31	33			<10	0,52	0,54	0,01	120	0,01	44	71	87	62	
Sr		215	385	815			130	—	—	0,28	8100	0,01	755	508	892	694	1088
Y		25	21	54			43	—		0,0016	0,013	10,9	53	—	28	45	71

Таблица 2 (окончание)

Окислы, элементы	Мегапровинция современных геосинклиналей				Мегапровинция океанской платформы											
	Изверженные породы				Изверженные породы					Взвесь и воды Мирового океана			Пелагические осадки Мирового океана				
	средний состав				средний состав					средний состав			средний состав, натуральный осадок				
	андезита Курильских островов и Камчатки	андезита о. Сайпан	в целом для андезитовой зоны	андезита по 54 регионам	щелочных базальтов островов и подятий (251 проба)	базальтов 30 океанских островов (115 проб)	океанского толеита (54 пробы)	ультраосновных (лерцолитов и гарцбургитов)	гарцбургитов	взвесь (поверхностные и глубинные пробы)	растворенная часть	взвесь в % от суммы взвесь+раствор	поверхностный слой (1500 проб)	колонки (1200 проб)	керны бурения (669 проб)	в целом для осадочной толщи (3369 проб)	Среднее для осадочной толщи, на бескарбонатный материал
										мкг/л							
21a	*22*	*23*	*24*	*25*	*26*	*27*	*28*	*29*	*30*	*31*	*32*	*33*	*34*	*35*	*36*	*37*	*38*
Zr		90	110	333			95	—		0,0039	0,026	13,0	124	156	86	128	201
Nb		0,3	4,3	72			<30	—		—	0,005	—	9,5	8,4	—	8,6	13,50
Mo		—	1,1	—			—	—		0,01	10	0,1	4,2	11,2	10,0	7,8	12,20
Ag		—	0,13	—			—	—		0,003	0,10	3,0	—	—	—	—	—
Cd		—	—	—			—	20*	15*	0,0023	0,07	3,2	—	—	0,03	—	—
In		0,25	0,4	—						—	0,001	—	—	—	—	—	—
Sn		0,7	0,8	—			1,0	1	1	0,001	0,02	4,8	11,0	—	—	11,0	17,20
Sb		—	0,22	—			—			0,0012	0,3	0,3	1,6	—	0,86	1,37	2,10
Cs		—	1,3	—			0,03	—	—	0,0004	0,3	0,01	4,2	<10	9	5,7	8,90
Ba		110	270	498			14	7,7	10,2	0,08	18	0,5	2593	2852	739	2317	3631
ΣРЗЭ		41	68	—			69	—		—	0,012	—	—	—	—	—	—
Hf		2	2,3	—			—	—		—	<0,008	—	4,2	—	4,1	4,2	6,60
Tl		—	0,2	—			—	—		—	<0,0025	—	0,28	0,26	0,51	0,34	0,53
Pb		4	6,7	—			2,2	1	1	0,03	0,03	50	52	83	23	57	89
Bi		—	—	—			—			0,0002	0,03	0,7	—	—	—	—	—
Th		1,3	2,2	—			0,18	0,15	0,15	0,0003	<0,0005	40	7,7	8,1	13	8,9	13,90
U		0,4	0,7	—			0,2	0,7	0,6	0,0002	3,0	0,01	2,2	—	—	2,2	3,40

Примечание. Малые элементы расположены в порядке номеров таблицы Менделеева:

2—4 — макроэлементы (окислы) по А. А. Беусу (1972), микроэлементы по С. Тейлору (1972); *5* — макроэлементы по О. Бротцен (Brotzen, 1956), микроэлементы по К. Ведеполю (Wedepohl, 1968); *6* — средняя магматическая порода континентов по К. Ведеполю (Wedepokl, 1969); *7 — 18* — макроэлементы по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1967), микроэлементы глин и глинистых сланцев по К. Ведеполю: в карбонатых породах — Wedepohl, 1970, в граувакках — Wedepohl, 1968; *19 — 21* — по В. В. Гордееву и А. П. Лисицыну (1977); *22* — Е. К. *Мархинину* (1967); *23, 24* — по С. Тейлору (1972); *25* — среднее по 54 регионам по А. А. Беусу (1972); *26* — макроэлементы по А. и И. Энгелям (Engel, a. Endl, 1970), микроэлементы по А. Энгелю и др. (Engel a. o., 1965); *27 — базальты с 30 океанских* островов по А. А. Беусу (1972); *28* — среднее для макроэлементов по А. и И. Энгелям (Engel a. Engel, 1970), среднее по микроэлементам — Engel a. o., 1965; *29* — перцолиты и гарцбургиты по Л. В. Дмитриеву (1973); *30* — гарцбургиты по Л. В. Дмитриеву (1973); *31 — 33 — средний состав* океанской взвеси, воды по А. А. Лисицыну и В. В. Гордееву (1917); *34* — среднее содержание $CaCO_3$ — 29,51%; SiO_2 аморфн 4,60; $C_{орг}$ — 0,48; *35* — среднее содержание $CaCO_3$ — 41,13%; *36* — среднее содержание $CaCO_3$ — 42,95%, SiO_2 аморфн — 2,42%, $C_{орг}$ — 0,13%; *34 — 38* — данные А. П. Лисицына, И. Б. Зверинский, Е. М. Емельянова, В. Н. Лукашина, В. В. Гордеева и др. Среднее содержание $CaCO_3$ — 36,19

цветных и акцессорных приходится 17, из них амфиболы — 6, биотит — 4, ортопироксены — 2, клинопироксены — 2, магнетит — ильменит — 2, остальные — менее 1. При всех расхождениях в оценке среднего минерального состава исходных изверженных пород континентов главные их черты выявляются достаточно четко:

1) резкое преобладание лейкократовых минералов (60—90%) над меланократовыми;

2) среди лейкократовых типично преобладание полевых шпатов над кварцем (в 3—4 раза), характерно также высокое содержание К-полевых шпатов, которое близко к содержанию кварца;

3) среди меланократовых породообразующих минералов главную роль играют три минерала, содержание которых достигает 2—10% от породы, — амфиболы, пироксены, слюды.

По этим цифрам можно было бы судить о самых общих чертах состава обломочного материала, поставляемого в океан из крупных регионов континентов, если бы он не изменялся в корах выветривания. Такой материал и поставляется из областей ледового седиментогенеза, а также из холодных частей умеренной гумидной зоны, из горных районов и из аридных областей, т. е. из областей преобладания физического выветривания, дезинтеграции пород. В других зонах исходный состав сильно меняется выветриванием.

Осадочные породы покрывают около 60—70% поверхности суши, они образовались при выветривании магматических и представляют собой материал, перенесенный водой, ветром или льдами. По сравнению с исходными породами в осадочных отложениях в целом значительно больше воды, кислорода, окисные формы железа преобладают над закисными, много углерода (главным образом в карбонатах). Эти преобразоавания связаны с химическим выветриванием, достигающим максимума у экватора и доходящим до зон многолетней мерзлоты.

Многие осадочные породы прошли несколько циклов выветривания и переотложения, часть из них превращена в метаморфические породы, средний состав которых близок к составу осадочных пород (отличие в содержании H_2O, CO_2, Cl, в соотношении форм Fe).

Среди осадочных пород континентов, по подсчетам, К Ведеполя (Wedepohl, 1969), на глины и сланцы приходится 77%, песчаники (аркозы и граувакки) — 15%, карбонатные породы (известняки и доломиты) — 7,5—8%. Содержание глинистых пород соответствует в первом приближении содержанию К-полевых шпатов, плагиоклазов и слюд в «средней изверженной породе», а песчаников — содержанию кварца в этой породе, что соответствует условиям выветривания умеренных зон [1].

В процессе выветривания только кварц и некоторые стойкие минералы сохраняются без изменения. Если массу современного терригенного материала (взвешенный сток рек, продукты береговой абразии, ледниковый сток и эоловый материал) принять в 22,2 млрд. *т* в год (Лисицын, 1974б), то сносимый в океан кварц составит 2,2—3,1 млрд. *т*. При отсутствии выветривания в океан сносилось бы следующее количество нестойких минералов (в млрд. *т*): полевых шпатов — 11,05—14,4, пироксенов — 2,2—2,7, роговой обманки — 0,3—0,4, слюд — 0,9—1,1, прочих — 1,3—1,5. Зная содержание кварца, как минерала-свидетеля, который сохраняется при выветривании почти без изменений, можно ориентировочно прогнозировать содержание других минералов в осадках, а на основе различия между фактическими и прогнозными данными — судить о глубине преобразований этих исходных пород. Далее будет показано, как этот исходный материал трансформируется в связи с процессами выветривания разных климатических зон.

Данные о среднем составе мегапровинции континентов отнюдь не означают единообразия этой питающей провинции, наоборот, геология водосборов разных рек, морей и океанов имеет свои черты. Это лишь наиболее общая характеристика питающей провинции континентов, которая позволяет отличать ее от питающих провинций современных геосинклиналей и океанской платформы.

МЕГАПРОВИНЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (КОРЫ ПЕРЕХОДНОГО ТИПА)

Для мегапровинции современных геосинклиналей характерно преобладание пород андезитового состава, им уступают по площади развития базальты, дациты и риолиты, т. е. набор пород здесь резко сокращается. Это область господства двух минералов: плагиоклазов и вулканических стекол. Соответственно здесь образуются и осадочные породы — продукты отложения андезито-дацитового материала или его выветривания, а также смешан-

[1] Средний минеральный состав самых распространенных пород континентов — глин и глинистых сланцев (более 70 тыс. рентгеновских определений) следующий: иллит 45—55%, кварц 20%, полевые шпаты 10—15%, хлорит и каолинит 14%, кальцит и доломит 3% (Wedepohl, 1969), т. е. содержание кварца соответствует «средней магматической породе континентов», а содержание иллита и каолинита отвечает содержанию полевых шпатов, хлорита — содержанию темноцветных минералов (средний химический состав см. табл. 2).

ные — из материала, принесенного с континента и из андезитовой зоны. Постоянством исходной породы в провинции определяется также и характер вулканизма: состав его продуктов, эксплозивность, дальнее распространение пирокластики и ее резкое господство (более 90%) над всеми другими видами осадочного материала, поставляемого из этой зоны.

Хотя андезитовые породы распространены на континентах (в особенности в геосинклинальных областях) и, гораздо реже, на океанских платформах (на островах), однако наибольшим развитием они, безусловно, пользуются в областях океанских геосинклиналей (перехода от континентальной коры к океанической) — в зонах поддвига, или Заварицкого—Беньофа.

Еще в 1912 г. П. Маршалл (Marshall, 1912) указывал на существование андезитовой линии, которая разделяет океаническую и континентальную кору в юго-западной части Тихого океана. Позже андезитовая линия была прослежена по всей периферии Тихого океана. Она тянется от Новой Зеландии (Wellman, 1955), по островным дугам Кермадек-Тонга (Brothers, 1970; Bryan a. o., 1972) и далее по системе островных дуг на север, до Японских островов (Kuno, 1968), по Курильским островам и Камчатке (Пущаровский, 1967; Эрлих, 1973), по Алеутской гряде (Coats, 1962), затем переходит на побережье Северной Америки в виде андезитовой провинции Кордильер и Анд (Dickinson, Hatherton, 1967; Dickinson, 1968).

Сходные условия наблюдаются в северной части Индийского и в Атлантическом океане (Baker, 1968). Местами андезитовая линия прерывается. С позиции тектоники плит андезитовая линия соответствует активным окраинам континентов, все остальные участки и границы материков и океанов — пассивным окраинам. По подсчетам автора, площадь современных геосинклиналей по периферии океанов составляет 58,1 млн. *км*² (16% поверхности океанов), из них в Тихом океане — 24,96, Индийском — 13,01, Атлантическом — 20,1 млн. *км*² (см. рис. 1).

Геосинклинальные андезиты содержат 55—62% SiO_2, но наиболее характерно для них низкое содержание калия (от 0,4 до 3%) — это главная особенность их химизма (Тейлор, 1972). Содержание других компонентов — промежуточное между гранитами и толеитовыми базальтами: Ti в 2 раза меньше, чем в базальтах, а Fe — в 1,5 раза (см. табл. 2, рис. 2).

Для современных геосинклиналей (эвгеосинклиналей) характерен исключительно активный вулканизм — это область наиболее распространенного вулканизма Земли. Вулканизм здесь характеризуется резким преобладанием извержений взрывного типа — коэффициент эксплозивности в этой зоне достигает 95% и более, т. е. подавляющая часть вулканического материала не растекается в виде лавовых потоков, а распыляется при сильных взрывах и выпадает нередко на очень больших удалениях от очага.

Ежегодная поставка андезитово-дацитовой пирокластики в Мировой океан из геосинклинальной мегапровинции — 2—3 млрд. *т* в год, т. е. почти в 10 раз меньше, чем поставка вещества с континентов. Основная ее часть осаждается в пределах геосинклиналей и в меньших количествах — по периферии океана.

Взрывной механизм поставки пирокластического материала — главный механизм его подготовки и транспортировки в океаны. В соответствии с этим процессы выветривания, определяющие подготовку осадочного материала на континентах, для основной части пирокластики мегапровинции современных геосинклиналей несущественны. При попадании в морскую воду пирокластический материал изменяется незначительно. Это доказывается анализом кернов бурения, пропитанных океанской водой и имеющих возраст до 80—100 млн. лет, где обнаружены прослои пирокластики и стекла хорошей сохранности.

Выветривание, а также и еще более глубокие преобразования, связанные с воздействием на вулканические постройки концентрированных кислотных растворов (отбеливание), влияют на состав вещества наземных вулканов. Однако по объему эти продукты составляют обычно не более 5% от всего материала. Таким образом, рассматриваемая мегапровинция — область господства свежей пирокластики специфического (андезитового и дацитового) состава; вулкано-терригенный материал, возникающий за счет размыва свежих вулканогенных образований, преобладает здесь близ островов-вулканов.

Характерно преобладание в геосинклинальной пирокластике андезитовых стекол, а также высокое (до 30%) содержание среднего плагиоклаза (андезина), до 10% гиперстена (En_{65}), незначительное — оливина (Fo_{65}). Намного реже встречаются роговая обманка и авгит. Господствующие в мегапровинции континентов кварц, ортоклаз, мусковит, нефелин здесь почти не встречаются.

Поскольку в геохимическом отношении андезиты являются породами промежуточными между континентальными и океаническими, их средний состав удобно использовать для сопоставления основных геохимических особенностей всех трех мегапровинций. Показателен рис. 2,*Б*. Здесь по вертикальной оси в логарифмическом масштабе нанесен средний состав андезитов, по горизонтальной — средний состав

2765

характерных пород мегапровинций континентов и океанов. Значения, лежащие справа от диагональной линии, отвечают превышению, слева — дефициту по отношению к андезиту. Отчетливо виден резкий дефицит K и избыток Mg, Ca, а также Ti в геосинклинальной (андезитовой) и особенно в океанской (базальтовой) мегапровинциях по сравнению с континентальной.

Среди микроэлементов самые большие отличия геосинклинальной мегапровинции от континентальной устанавливаются для Th и U, Pb, Ba и в меньшей степени — для Cr, Ni, Co.

Примечательно, что содержание двух наиболее распространенных окислов — Al_2O_3 и SiO_2 в породах всех трех питающих мегапровинций практически не изменяется, почти не меняется и отношение Si/Al в свежих породах, т. е. главные изменения в содержаниях и отношениях этих элементов возникают в ходе выветривания. Эти отличия тем больше, чем глубже заходит выветривание.

МЕГАПРОВИНЦИЯ ОКЕАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ)

В области океанической коры господствует лишь одна порода — толеитовый базальт, а также продукты дифференциации базитов. Ультраосновные породы III слоя, залегающие под базальтами, обнажаются только в глубоких разломах дна. Составом исходной породы, ее доминированием определяется и состав осадочного материала, возникающего в океанских водоемах, надводных сооружений, вулканизма и своеобразного материала подводного физического и химического выветривания толеитов. По мере движения от континентов к океанам все более сужается и специализируется состав исходных изверженных пород, тип вулканизма, состав эндогенного материала, все более сокращается разнообразие всех видов осадочного материала, его минерального состава, геохимии.

Минералогически эта мегапровинция отличается резким преобладанием темноцветных минералов (особенно моноклинных и ромбических пироксенов, оливина) над лейкократовыми. Кварц, ортоклаз, мусковит, нефелин, а из темноцветных — амфиболы и биотит в питающей области океанских платформ практически полностью отсутствуют. В мегапровинции современных геосинклиналей они встречаются в очень малых, подчиненных количествах (кроме амфиболов). Из лейкократовых минералов доминируют Ca-плагиоклазы. В отличие от континентальных пород в породах океанической коры присутствуют только безкалиевые или низкокалиевые разности минералов.

Выделение области океанической коры как важного источника осадочного материала стало возможным лишь с 1964—1966 гг., когда в океанских отложениях были выявлены несомненные признаки поступления эндогенного вещества со дна океанов. Сначала это явление было установлено в Тихом океане, в области Восточно-Тихоокеанского поднятия, по аномально высокому содержанию Fe в осадках (более 10% в пересчете на бескарбонатный материал) (Скорнякова, 1964), а затем и по повышенному содержанию барита близ оси того же хребта (Arrhenius, Bonatti, 1965). Новые данные о необычном ходе осадочного процесса в этом районе затем были получены и другими авторами (Bostrom a. o., 1966; 1969; Bonatti, Joensuu, 1966; Bostrom, 1973; Лисицын, 1975; Лисицын и др., 1976). Этими исследованиями было показано, что одновременно с обогащением осадков Fe и Mn идет их обеднение элементами-гидролизатами, типичными для экзогенного материала, поступающего из водосборов (Al, Ti, Zr, Ga, Ta, Nb и др.).

Сходные отложения были обнаружены также в Красном море, в Атлантическом, а затем и в Индийском океанах, близ их срединных хребтов; на суше — в рифте Афар в Африке, на о. Кипр и др. Особенно ярко поступление глубинного вещества проявляется в Красном море (Hot brines..., 1969).

Стало очевидным, что речь идет не об уникальном случае и не о какой-то особой асимметрии Тихого океана, а о более крупном явлении поступления эндогенного вещества океанической коры, закономерного для всех областей активно расширяющихся срединных хребтов.

При бурении дна океанов установлено, что специфичные металлоносные отложения, обнаруженные вначале только в поверхностных осадках, встречаются также и в нижних слоях осадочной толщи океанов, отвечающих возрасту от 1—10 до 100—150 млн. лет. Таким образом, металлоносные осадки и другие признаки поступления эндогенного материала со дна океана — явление типичное и широко распространенное как в пространстве, так и во времени. Здесь, одновременно с ростом содержания Fe и Mn, металлоносные отложения обогащаются B, Ba, Ni, Co, Cu, Zn, Hg, As, Sb и рядом других элементов.

Минералогически металлоносные осадки и примеси Fe — Mn-вещества к нормальным пелагическим осадкам представлены Fe-монтмориллонитом и аморфными гидроокислами Fe и Mn.

Вторым механизмом поставки осадочного материала из мегапровинции океанских платформ является специфичный вулканизм островов, подводных вулканов и океанских вулканиче-

ских областей. По составу и типу он резко отличается от вулканизма мегапровинций континентов и современных геосинклиналей. В океане господствуют извержения жидких лав (почти без эксплозий) и поэтому основная часть твердого лавового материала остается на месте, эксплозии возникают только при образовании дифференциатов кислого или среднего состава (не более 5% от всего лавового материала). Близ океанских островов-вулканов ареалы развития пирокластики намного у́же, чем около островов-вулканов современных геосинклиналей (Лисицына и др., 1975). Океанские острова подвергаются выветриванию и абразии, а также действию сильных ветров, в полярных районах — льдов. Роль продуктов размыва океанских островов больше, чем роль пирокластики. Одинаковый исходный (базальтовый) материал преобразуется в разных климатических зонах в разнообразные продукты выветривания, поступающие в океан, т. е. состав продуктов размыва океанских островов-вулканов, как и в геосинклинальной зоне, зависит от климатической зональности.

В областях обнажений базальтов на дне действует третий механизм поставки осадочного вещества ложа океанов — возникает эдафогенный материал (продукты главным образом механического дробления базальтов, а местами и ультраосновных пород, которые примешиваются к «нормальным» донным осадкам). Итак, океаническая кора поставляет твердый и жидкий газообразный материал, специфичный по составу и механизму подготовки.

В целом, несмотря на то что площадь океанского дна более чем в 2 раза превышает площадь мегапровинции континентов, поставка осадочного материала с суши в десятки раз больше, чем со дна. Но в пелагических областях близ срединных хребтов поступление осадочного материала из океанической коры играет важное, а иногда и определяющее значение. Этот материал поступает непосредственно в пелагические части океанов, в то время как основная доля терригенного осаждается по периферии океанов.

Коренные породы срединных хребтов, включая вулканы, лавовые потоки, породы, обнажающиеся по рифтам и трансформным разломам на дне океанов, поражают сходством состава. Подавляющим распространением пользуются океанские, или первичные, толеитовые базальты, отличные от континентальных базальтов. Для всех толеитовых базальтов характерно низкое содержание SiO_2 (49—50%) и K ($< 0{,}2\%$), низкое отношение Fe_2O_3/FeO ($<0{,}2$) и высокое Na/K (> 10).

Большая часть островов и высоких вулканических гор в океанах сложена щелочными базальтами — продуктами гравитационной дифференциации толеитов, отличающихся отношением Na/K, а также содержанием ряда элементов (см. табл. 2). Ранее ошибочно считали, что состав вулканических островов аналогичен составу пород хребтов и базальтов ложа.

В областях хребтов и глубоких разломов обнажаются породы нижних частей коры — габбро и ультрабазиты, а также метаморфизованные породы III слоя.

Соотношение разных типов пород на дне океанов иллюстрирует подсчет, выполненный Л. В. Дмитриевым (1973). Для Мирового океана методом драгирования опробовано 569 точек, расположенных в срединных хребтах, на плато и поднятиях, в желобах. На долю базальтов и габбро приходится около 75%, а остальные 25% приблизительно поровну делятся между породами более глубоких частей разреза океанической коры — ультраосновными и метаморфизованными. Для Тихого океана вклад ультраосновных пород намного меньше, чем для других океанов (всего 2,5%), при этом в области активного хребта — Восточно-Тихоокеанского поднятия — они не обнаружены. Если рассматривать отдельно области хребтов Мирового океана, то в них соотношения пород немного изменяются: на долю базальтов и габбро приходится 66%, на долю ультраосновных и метаморфизованных пород — 16—17%. Таким образом, и в этом случае доминирование базитов очень близкого для всех океанов состава бесспорно.

Эндогенный источник осадочного материала в океанах связан в основном с базальтовой магмой. Сходство состава пород в срединных хребтах свидетельствует о генетическом их родстве с единым веществом мантии, причем его дифференциация идет очень слабо. Если учесть, что практически все ложе океанов, опробованное глубоководным бурением (более 500 скважин; см. рис. 1), слагают только толеитовые базальты, то в океанской мегапровинции в целом на долю базитов приходится 95—99% изверженных пород, на остальные, ультраосновные и метаморфизованные — 5%. Питающая провинция океанов, таким образом, царство базальтов.

Минеральный состав всех пород этой провинции очень характерен: здесь нет таких распространенных на суше минералов, как кварц, K-полевые шпаты, слюды. Доминируют основные плагиоклазы, базальтовое стекло, пироксены, оливин, магнетит. В целом эта провинция примечательна господством темноцветных минералов.

Огромная мегапровинция океанских платформ, представляющая для наших целей специальный интерес, по особенностям геологии

может быть в свою очередь разделена на следующие макропровинции:

1) ложе океанов, скрытое под осадочной толщей (толеитовые базальты);

2) срединные хребты (толеитовые базальты и ультраосновные породы);

3) океанские острова, подводные горы и вулканы (щелочные базальты);

4) трансформные разломы и тектонические уступы (породы II и III слоев).

МАКРОПРОВИНЦИЯ ЛОЖА ОКЕАНОВ

Представления о составе пород, подстилающих осадочную толщу океанов, долгое время были только предположительными. С 1968 г. (начало работ по глубоководному бурению) и по настоящее время базальты достигнуты бурением более чем в 100 точках (из 500 скважин) дна океанов на разных широтах — от Арктики до Антарктики. Наряду с бурением важное значение имеет изучение естественных обнажений базальтов ложа по ущельям разломов, рифтов, а также в глубоководных желобах. На склонах желобов, обращенных к океану, драгированием обычно получают толеитовые базальты, а иногда и породы III слоя океанической коры (перидотиты, дуниты). Склон желобов, обращенный к континенту, сложен обычно породами мегапровинции современных геосинклиналей (андезитовой).

Все изученные керны базальтов ложа замечательны своим сходством — на ложе океанов доминируют толеитовые базальты. По составу это уникальные породы, существенно отличающиеся от континентальных, что отражается прежде всего в более высоком содержании летучих, связанных, по-видимому, с влиянием гидростатического давления (см. рис. 2).

Обычные формы излияния толеитовых базальтов на дне — шаровые или подушечные лавы (пиллоу-лавы), с диаметром подушек, как правило, не более 1 *м*. Для подушек типично зональное строение: снаружи — стекловатая корка закаливания толщиной 1—2 *см*, глубже — гиалобазальт, затем базальт (афировые и порфировые разности). В центре пиллоу чаще всего пористые или пузырчатые; во вкраплениях — плагиоклаз (An_{50-60}) и оливин (Fo_{85}), в основной массе — бурое стекло, микролиты плагиоклаза, магнетит. При выветривании стекло палагонитизируется, образуются хлорит и цеолиты. При зеленокаменных изменениях базальтов наблюдаются новообразования минерального парагенеза кварц — альбит — хлорит — актинолит.

В связи с близостью базальтов ложа к первичной магме и слабой дифференциацией вещества их часто называют примитивными низкокалиевыми толеитовыми базальтами. Только на поднятиях ложа, так же как и на островах, появляются щелочные базальты, т. е. возникает дифференциация основной магмы.

Имеются данные о том, что скорость расширения дна в срединных хребтах влияет на состав базальтов ложа (Bass, 1971).

Общее сходство базальтов ложа на огромных расстояниях в пределах одного или всех океанов Земли (т. е. в пространстве), а также сохранение их состава на протяжении длительного периода времени (по данным бурения, до 150 млн. лет) свидетельствуют о том, что постоянство состава базальтов ложа океанов является, по-видимому, такой же планетарной константой, как постоянство состава океанской воды или атмосферы, т. е. одной из важнейших планетарных констант (Лисицын, 1974б).

МАКРОПРОВИНЦИЯ СРЕДИННЫХ ХРЕБТОВ

По современным данным, планетарная система срединных (активных) хребтов протягивается через все океаны и имеет общую длину более 60 тыс. *км*. Ширина зоны хребта прямо пропорциональна скорости раздвижения и колеблется от 300 до 3000 *км*. Величина скорости расширения дна в активных хребтах есть внешнее проявление основных его геологических особенностей; количественно она связана со следующими параметрами:

1) со значениями теплового потока и сейсмичностью, т. е. с геофизическими параметрами;

2) с морфологией хребта и крутизной его склонов, шириной всей геолого-геоморфологической зоны хребта, т. е. с геоморфологическими показателями;

3) с особенностями глубинного строения (снижение скорости в области разуплотнения под осевыми частями хребтов);

4) с особенностями петрографического состава пород, а следовательно, с особенностями минералогии и геохимии, т. е. с параметрами вещественного состава;

5) шириной зоны связанных с активными хребтами металлоносных осадков — одного из ярких геохимических индикаторов поступления эндогенного вещества на дно океанов.

В зависимости от скорости расширения могут быть выделены две группы активных хребтов: с малыми скоростями расширения (менее 3 *см/год*), с комплексом толеитовых базальтов, с выходами ультраосновных пород и с большими скоростями расширения (более 3 *см/год*) с комплексом высокоглиноземистых базальтов, без выходов ультраосновных пород. Для Восточно-Тихоокеанского поднятия, являющегося примером хребта с очень высокой скоростью расширения, ширина зоны хребта со-

ставляет более 3 тыс. *км*. Если взять в качестве средней ширины значение около 700 *км*, то общая площадь макропровинции срединных хребтов достигнет 42 млн. $км^2$ (около 8% поверхности Земли и 15% поверхности океанов).

Оценим интенсивность поставки базальтового вещества. Если принять среднюю мощность пород верхнего слоя, который образуется в области срединных хребтов, в 6,5 *км*, то общий объем базальтового материала в пределах указанной площади хребтов окажется около 273 млн. $км^3$. При средней скорости расширения (в одну сторону 3—5 *см/год*) и средней плотности базальтов (2,88 $г/см^3$) ежегодный прирост базальтового вещества составляет около 7—$11 \cdot 10^{16}$ *г*, т. е. в 3—4 раза превосходит сток терригенного материала с суши.

Весь этот горячий базальтовый материал (исходная температура около 1000 °С) контактирует с океанской водой, причем не только в поверхностной корке, но и в мощном слое. Так, по наблюдениям в скважинах Исландии и Азорских островов, мощность этого насыщенного водой слоя достигает 3 *км* (Bjornsson a. o., 1972). Некоторые геофизики считают, что граница Мохоровичича (6—10 *км*) отвечает глубине проникновения воды по системе трещин (Сорохтин, 1974).

Для всей зоны срединных хребтов типично сложное и глубокое дробление пород многочисленными разломами разного порядка. Самые крупные из них образуют систему эшелонированных рифтов, более мелкие — области дробления на дне рифтовых ущелий. Кроме системы разломов, направленных в общем вдоль хребта, чаще всего уступами, широко распространены также секущие (трансформные) разломы, нередко огромной протяженности. Подвижность в разломах столь велика, что установленные здесь сейсмические донные станции улавливают непрерывные толчки. С литолого-геохимической точки зрения важно, что в срединных хребтах поступление горячего базальтового вещества сочетается с глубоким дроблением всей этой зоны, чем обеспечивается постоянное перемешивание горячих базальтов с океанской водой. При высокой скорости расширения рифтовые долины хребтов заливаются базальтами полностью, однако базальты не могут скрепить раздвигающиеся блоки дна. Эти порции базальтов также дробятся по трещинам и вновь заливаются свежими лавами. Таким образом, срединные хребты — это глобальные области генерации глубинного базальтового вещества и энергии (тепловой и механической).

Интересны материалы, полученные при изучении Срединно-Атлантического хребта с научно-исследовательских подводных лодок по франко-американскому проекту «Фамоус» (Ballard a. o., 1975). По образному выражению Дж. Херцлера, базальты здесь часто напоминают пасту, выдавленную из тюбика. В области срединных хребтов сочетаются уникальные для всей планеты возможности поступления глубинного вещества (жидкого, твердого, газообразного) и его прямого контакта с океанскими водами. В условиях высоких давлений океанских глубин не только жидкие, но и газообразные вещества растворяются в воде, для многих из них возможно образование и твердых кристаллогидратов (кластратов).

Для макропровинций срединных хребтов также характерно преобладание толеитовых базальтов — начальных продуктов дифференциации пород мантии. По составу они близки к ахондритовым метеоритам, т. е. к первичному веществу планет. Среди базальтов хребтов удается выделить несколько подтипов, которые отражают определенные тектоно-геофизические обстановки. Так, в Индийском океане Г. Б. Рудник и В. И. Чернышева (1973) выделяют две петрографические провинции хребтов: нормальных толеитовых базальтов, характерных для срединных хребтов с низкими скоростями расширения — 1—3 *см/год* (Аравийско-Индийский и Западно-Индийский хребты), и высокоглиноземистых базальтов хребтов с высокими скоростями расширения — более 3 *см/год* (Центрально-Индийский хребет).

Для нормальных толеитовых базальтов (см. табл. 2) типичны очень низкое содержание K (от 0,1 до 0,2% K_2O) и близкая к «мировому базальту Дэли» концентрация Al_2O_3 (от 14,5 до 16%). К высокоглиноземистым относят базальты (по Энгель и др., 1965) с содержанием Al_2O_3 от 16,5 до 17% (иногда до 21%), для которых характерно также пониженное содержание K, Ti.

Ультраосновные породы нижних частей разреза океанической коры, как указывалось, обнаружены в срединных хребтах (в рифтовых ущельях), а также в зонах крупнейших разломов. Их выходы в области срединных хребтов со скоростями расширения более 3 *см/год* обычно не обнаруживаются. (На Восточно-Тихоокеанском поднятии скорость расширения 5—12 *см/год*, на Центрально-Индийском хребте — около 3 *см/год*.) Очевидно, при больших скоростях расширения ультраосновные породы (III слоя океанической коры), обнажающиеся в ущельях и трещинах, заливаются базальтами.

В Срединно-Атлантическом (скорость расширения 1—2 *см/год*), а также в Аравийско-Индийском (1,5 *см/год*) и Западно-Индийском (около 0) хребтах с глубокими рифтами ультраосновные породы обычны. Минеральный состав выходящих здесь ультраосновных пород ха-

рактеризуется устойчивым парагенезом: оливин (Fo_{90}), ортопироксены (слабожелезистые, диопсид-авгит), клинопироксены, шпинель (феррихромпикотит). Акцессорные минералы (в порядке распространенности): хромдиопсид, апатит, халькопирит, касситерит, пайгеит.

Причины различий в петрографии и минеральных комплексах пород и минералов хребтов с разными скоростями расширения — в разном тектоническом режиме, в разной глубине разреза океанической коры, в глубине генерации магмы, скорости ее поступления к поверхности дна и в глубине дифференциации.

Для срединных хребтов с малыми скоростями расширения и со значительным вертикальным расчленением типичны не только обнажения пород III слоя, но и региональный метаморфизм основных (превращение в зеленокаменные породы) и ультраосновных (превращение в серпентиниты) пород. Региональный метаморфизм связан с автометасоматозом, а в отдельных случаях — с привносом по зонам дробления ювенильных или вадозных растворов с окислами натрия, кремнеземом, сульфидами (Чернышева, Мурдмаа, 1972). Зеленокаменные породы чаще всего встречаются в ассоциации с гипербазитами (впадина Романш, Аравийско-Индийский хребет). Для измененных зеленокаменных пород типично сохранение первичной структуры, реликтов первичных минералов, а также переходных разностей, развитие специфического комплекса вторичных минералов (альбит, хлорит, эпидот, лейкоксен, пирит, нонтронит, кварц в жилах).

Для гипербазитов, претерпевших зеленокаменное изменение, примечательны оталькование, амфиболитизация, пренитизация, хлоритизация.

Провинции срединных хребтов рассматриваются автором как ассоциации горных пород, связанные в пространстве и тесно сопряженные с тектоническими структурами, со скоростью расширения, глубиной магматических очагов и среза земной коры, т. е. они являются океанскими магматическими формациями, генетическое родство пород которых очевидно.

Главная роль питающей провинции срединных хребтов — в поставке жидкого эндогенного материала, дающего начало металлоносным осадкам и обогащающего воду рядом элементов, а также в генерации тепла и твердой океанической коры.

МАКРОПРОВИНЦИИ ОКЕАНСКИХ ОСТРОВОВ, ПОДВОДНЫХ ГОР И ВУЛКАНОВ

В процессе образования подводных вулканических поднятий и островов очень быстро идет гравитационная дифференциация исходной толеитовой магмы. Она заключается в том, что оливин, часть пироксенов и темноцветных минералов вследствие более высокого удельного веса осаждаются. За счет этого магма обогащается Са-плагиоклазом и щелочами. Образуется новая разновидность породы — щелочной базальт, а при более глубокой дифференциации — андезитовый андезит, трахит или риолит, а в отдельных случаях (о. Пасхи) даже риолитовое стекло.

Главная порода этой провинции — щелочные базальты, которые составляют 85—99% (по объему) океанских островов и подводных гор-вулканов в пределах океанских платформ (Engel, Engel, 1970).

Площадь островов и поднятий в сотни раз меньше, чем площадь основной макропровинции — ложа океанов. Химический состав щелочных базальтов показан в табл. 2. От типичных толеитов они отличаются в первую очередь более высоким содержанием K_2O, TiO_2, Fe_2O_3, P_2O_5, резким снижением отношения Na/K, а также содержанием Ca и Mg. Среди малых элементов по сравнению с толеитами отмечается обогащение (в 5—1000 раз) Ba, La, Nb, Pl, Rb, Sr, Th, U, Zr (см. рис. 2).

Щелочные лавы более вязки сравнительно с исходными толеитовыми, вязкость их растет с ростом кислотности, увеличение ее приводит к изменению типа вулканизма от спокойного, базальтового, к взрывному, что иногда проявляется в выбросах пеплов, попадающих затем в океанские осадки. В глубоких долинах Гавайских и других островов океанской платформы (Гуадалупе, Клиппертон, Кларион и др.) можно наблюдать постепенный переход от щелочных базальтов, образующих «шапку» вулкана, к толеитовым базальтам, залегающим в их цоколе (MacDonald, Katsura, 1964).

Толеитовые базальты выявлены драгированием и бурением и на вершинах подводных вулканов и вулканических гор. В щелочных лавах островов нередко встречаются ксенолиты ультраосновных пород III слоя (перидотиты, пироксениты и др.).

Большинство щелочных базальтов стекловатое, широко распространены на островах шлаки и пеплы.

Поставка океанской пирокластики с островов-вулканов намного уступает поступлению эндогенного вещества из океанских хребтов. Эта пирокластика коренным образом отличается от андезитовой не только локальным распространением, но и минеральным составом (основные стекла, лабрадор, клинопироксен, оливин, магнетит), а также химическим составом. Пирокластика океанского типа обогащает осадки Ba, K, Th, V, Pb и другими элементами (Engel, Engel, 1970). Общий объем вулканиче-

ских сооружений только в Тихом океане составляет $4 \cdot 10^6$ *км*^{3}, а вместе с осадочными образованиями (отсыпки и др.) около $20 \cdot 10^6$ *км*^{3} (Менард, 1966).

МАКРОПРОВИНЦИЯ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСТУПОВ

Трансформные разломы — крупнейшие тектонические образования дна океанов; они прослеживаются на расстоянии во многие тысячи километров, например разлом Клиппертон в Тихом океане — более чем на 8 тыс. *км* при ширине до 100 *км* и более, т. е. они занимают большие площади дна. Вертикальное смещение блоков по разломам достигает 2—5 тыс. *м*, при этом обнажается разрез не только всей осадочной толщи, но также пород II, иногда и III слоев океанической коры. Горизонтальное смещение достигает многих сотен километров, максимально — до 1000—1200 *км* (Vacquier et al., 1961), т. е. это явление планетарных масштабов.

В глубоких разрезах океанической коры (например, впадины Романш в Атлантике, Диамантина в Индийском океане и др.), обнажающихся в разломах, возраст осадочных пород нижних, наиболее древних частей разрезов иногда достигает 50—70 млн. лет и более. В обрывах, на склонах разломов часто обнажается разрез пород II слоя (чередование базальтов с габбро, габбро-базальтами, долеритами), а реже III слоя (ультрабазиты). Во впадине Хесса, в юго-восточной части Тихого океана, обнажен разрез мощностью до 2,5 *км*. Ни в одном случае пока не установлено чередования базальтов II слоя с осадочными породами, что было отмечено в единичном керне глубоководного бурения через II слой в Атлантическом океане (37-й рейс «Гломар Челленджер»).

Часть трансформных разломов захватывает глубинные разогретые слои океанической коры, что выявляется по поступлению рудного вещества в некоторые из разломов, а также по проявлениям вулканизма. По составу пород и химизму эндогенного вещества макропровинция разломов близка, с одной стороны, к макропровинции срединных хребтов (металлоносные отложения, гидротермальные изменения и метаморфизм в отдельных частях разломов), а с другой — к макропровинции ложа океана. В отличие от срединных хребтов проявления эндогенного вещества в разломах имеют ограниченные масштабы, металлоносные отложения здесь никогда не занимают таких площадей, как близ активных хребтов, нередко они не выходят на поверхность дна.

Роль этой питающей провинции, таким образом, ограничивается поставкой материала эдафогенных отложений и эдафогенной примесью в донных осадках, а в отдельных случаях—поступлением эндогенного вещества через зоны дробления, вдали от активных срединных хребтов.

ОСАДОЧНЫЙ ЦИКЛ В МЕГАПРОВИНЦИЯХ И ЕГО ВОЗРАСТ

Поступающий с суши в океаны осадочный материал по своему составу отвечает среднему составу изверженных пород суши, за счет разрушения которых он образовался (две части гранитоидов + одна часть континентальных базальтов). Терригенный материал вместе с биогенным, а также с вулканогенным (геосинклинальным и океанским) образует осадочный покров на океанских плитах. При раздвижении океанского дна периферические части плит все дальше уходят от областей зарождения — срединных хребтов — и в конце концов достигают области погружения. Здесь океаническая кора с залегающими на ней осадками опускается под островные дуги и переплавляется, что находит отражение в интенсивном андезитовом и кислом вулканизме островных дуг. В переплавку идут вместе материал океанической коры (базальты и ультраосновные породы II и III слоев) и донные осадки. В итоге образуется средняя порода, отвечающая андезиту, идет также и более глубокая дифференциация, которая приводит к образованию гранитоидов, тяжелые составляющие уходят в глубины.

Связанные с областями погружения геосинклинали (активные контакты плит) постепенно наращивают континентальные блоки земной коры. При этом осадочный материал океанического дна сначала превращается в продукты вулканизма андезитовой зоны и в изверженные породы континентов. Последние в свою очередь выветриваются, выносятся в океан и выпадают на его дне в виде осадков, завершая таким образом цикл. Можно приблизительно оценить масштабы этого цикличного процесса. Ежегодная генерация базальтового вещества в срединных хребтах (равная ежегодному погружению этого же вещества в геосинклинальных областях) составляет около $9 \cdot 10^{16}$ *г* вещества и $2{,}4 \cdot 10^{12}$ *кал/сек* тепла. Из этого количества одна часть идет на образование континентальной коры, вторая — возвращается в океан с андезитовой пирокластикой, третья (основная) уходит в глубинные слои коры в областях погружения. Поступление базальтового вещества для образования континентальной коры составляет около 40% от общего (Сорохтин, 1974), т. е. равно 36 млрд. *т* в год, что превышает ежегодный смыв вещества в океан —

25,3 млрд. *т* в год (Лисицын, 1974б). Таким образом, поступление вещества в континентальную кору и его возврат с продуктами денудации в океанские котловины оказываются сбалансированными. Поступление продуктов вулканизма (вторая часть) равно 2—3 млрд. *т*, т. е. 3—5% от первично генерированного базальтового вещества. Часть, уходящая в глубину, главная по значению, составляет 55—57% от исходного базальтового вещества. Поставка в океанские осадки эндогенного вещества, связанного с базальтами, составляет 10—12% от поставки с суши, т. е. равна 2—4 млрд. *т* в год.

Имеется возможность оценить продолжительность одного большого осадочного цикла: по данным для Тихого, Индийского и Атлантического океанов (глубоководное бурение), максимальный возраст в периферических частях плит 150—160 млн. лет, дальше плиты уходят в зоны погружения. Таким образом, продолжительность осадочного цикла в океанах составляет 150—160 млн. лет, т. е. близка к «периоду полураспада» на кумулятивной кривой развития осадочного покрова на континентах. На основании изучения геологии материков можно утверждать, что цикличный механизм действовал начиная с фанерозоя (более фрагментарно и в докембрии), т. е. за время около 1 млрд. лет прошло около 5—7 больших осадочных циклов океанской седиментации.

Приведенные данные показывают, что по количеству, минеральному и химическому составу, механизму подготовки и поставки осадочного материала все три питающие мегапровинции коренным образом отличаются одна от другой. В то же время они образуют единую цикличную систему развития планеты, движущей силой которой, с точки зрения тектоники плит, является поступление глубинного вещества, генерация коры в области срединных хребтов. Резкие различия питающих мегапровинций и процессов, в них происходящих, приводят, как будет показано, к различиям в литологии и геохимии сопряженных с ними донных осадков.

Глава II

ТЕРРИГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ОКЕАНАХ

ПОДГОТОВКА ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА НА СУШЕ

ПРИНЦИПЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Под терригенной седиментацией понимаются процессы накопления донных осадков, сложенных обломками горных пород, зернами обломочных минералов, а также глинистыми минералами. Это продукты денудации, разрушения водосборов океанов, снесенные в океаны реками и временными потоками, льдами или ветром, а также образующиеся при размыве берегов.

Процессы терригенной седиментации в океанах лишь очень редко удается проследить в чистом виде, поскольку при образовании донных осадков сложно и многообразно перекрещивается поступление материала самого разного генезиса — терригенного, биогенного и вулканогенного, а также продуктов диагенетических преобразований. Необходимы специальные приемы для того, чтобы «очистить» терригенный материал от иных генетических наслоений, причем некоторые из методов — в особенности геохимические и изотопные — разработаны в самые последние годы.

Терригенная седиментация — главный по значению процесс в современных и древних океанах. Это определяется как цифрами вклада терригенного осадочного материала в океанскую седиментацию, так и данными по составу современных и древних осадков.

Ежегодная поставка в океаны всех видов терригенного материала составляет 25,33 млрд. *т* в год и на порядок меньше — вулканогенного (2—3 млрд. *т* в год) и биогенного (1,82 млрд. *т* в год); итоговая структура терригенного материала охарактеризована ранее (см. Лисицын, 1974б, стр. 89).

Если исключить сток растворенных веществ, поступление которых в осадки идет биогенным или хемогенным путем, то на долю собственно терригенного материала останется 22,1—22,6 млрд. *т* (77% от общего количества осадочного материала, поступающего в Мировой океан); при равномерном распределении его по дну это дает в среднем 35,6 *т/км*^{2} в год, или 3,6 *г/см*^{2}/1000 *лет* (3,6 С).

Из данных итоговой структуры следует, что наибольшую роль играет флювиогенный материал. За средними цифрами кроется, однако, опасное заблуждение. Преобладание флювиогенного материала для Мирового океана в целом не вызывает сомнений, однако в ряде обширных регионов океана реки на водосборах отсутствуют и терригенный материал поставляется только льдами или только эоловым путем. Этим и определяется разнородность поставки терригенного материала, его специфика, тесная связь терригенной седиментации с климатической зональностью. К сожалению, закономерности поступления и отложения, а также особенности состава эолового материала, выявленные за последние годы, мало известны литологам и геологам. Это обстоятельство заставляет выделить материалы по эоловой и ледовой седиментации в специальные разделы книги.

Исторически изучение терригенного процесса началось с исследований отложений умеренной зоны, и представления о ходе этого процесса многие авторы пытались перенести на все зоны. Между тем в умеренные гумидные зоны реки подают только 1/4 всего терригенного материала, а главная его масса (3/4) поставляется в экваториальную гумидную зону (Лисицын, 1974б). По своему исходному составу этот экваториальный флювиогенный материал резко отличается от материала умеренных и ледовых зон, отличаются также и закономерности, определяющие его распределение на дне.

В соответствии с принципами, принятыми в петрографии осадочных пород, терригенными следовало бы называть осадки, содержащие более 50% терригенного материала, т. е. менее 50% биогенного. По традиции, идущей еще от Дж. Меррея и А. Ренара (Murrey, Renard, 1891), к биогенным относили осадки, содержащие 30% $CaCO_3$ или $SiO_{2\ аморфн}$ (а не более 50%!), т. е. по существу часть терригенных

Таблица 3

Площади в тыс. км² (числитель) важнейших вещественно-генетических типов донных осадков Мирового океана (в знаменателе — % от площади океана)

Осадки	Тихий океан	Атлантический океан	Индийский океан	Мировой океан	Мировой океан по Х. Свердрупу и др. (Sverdrup a. o., 1942)
Терригенные ($<30\%$ $CaCO_3 + SiO_{2_{аморфн}}$)					
айсберговые	4501 / 2,50	1190 / 1,29	2745 / 3,66	8436 / 2,43	—
вне айсберговой зоны	29 254 / 16,28	26 623 / 28,91	6694 / 8,94	62 571 / 18,05	—
Биогенные ($>30\%$ $CaCO_3 + SiO_{2_{аморф}}$)					
карбонатные (30—50% $CaCO_3$)	14 237 / 7,29	15 705 / 17,06	4330 / 5,78	34 272 / 9,89	127 900 / 47,7
сильнокарбонатные ($>50\%$ $CaCO_3$)	47 319 / 26,34	33 883 / 36,80	35 802 / 47,79	117 004 / 33,75	
кремнистые (30 — 50% $SiO_{2_{аморфн}}$)	5848 / 3,85	3436 / 3,73	963 / 1,29	22595 / 6,52	38 000 / 14,2
сильнокремнистые (>50 $SiO_{2_{аморфн}}$)		3951 / 4,29	8401 / 11,21	—	
диатомово-радиоляриевые	7678 / 4,27	—	2492 / 3,33	10 170 / 2,93	
Полигенные					
пелагические глины (красные глубоководные, <30 $CaCO_3 + SiO_{2_{аморфн}}$)	70 847 / 39,43	7284 / 7,91	13 490 / 18,00	91 617 / 26,4	102 200 / 38,1

осадков считалась по классификации этих авторов биогенной. Поэтому при рассмотрении опубликованных карт типов осадков складывается представление об исключительно широком развитии биогенных осадков. Нами распространение собственно терригенных (т. е. содержащих более 50% обломочного и глинистого материала) осадков в Мировом океане показано на рис. 3 (вклейка, см. стр. 6—7), а площади, занятые осадками разных типов по новым данным,— в табл. 3.

Обычно закономерности распределения терригенного материала в океанах и морях связывались только с гранулометрией осадков, значительно реже привлекались данные об их минеральном составе. Новые возможности открылись за последнее десятилетие в связи с применением более совершенных методов маркировки и трассирования терригенного материала во взвеси и донных осадках. Одни из них позволяют рассмотреть процесс на уровне обломков исходных горных пород водосбора, другие — на уровне отдельных минеральных зерен, ранее входивших в состав этих пород, включая и тончайшие зерна в пелитовых фракциях. Наконец, большая группа методов дает возможность изучить закономерности поставки и распределения тончайших продуктов химического выветривания горных пород в водосборах — глинистых минералов и коллоидных веществ. Важную роль играет изучение геохимии и изотопного состава — анализ терригенного вещества на уровне элементов и изотопов.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПОСТАВКИ ОБЛОМОЧНОГО И РАСТВОРЕННОГО МАТЕРИАЛА С СУШИ

Терригенный материал, как показывает само определение, поставляется с суши, захватывая при этом часть материала из свежих, не затронутых выветриванием пород водосбора, а часть — из продуктов их выветривания. Таким образом, состав осадочного материала, поставляемого из того или иного водосбора, так же как и его количество, зависит от сложного сочетания многих факторов, из которых главные — геологическое строение водосбора, вертикальная поясность рельефа, принадлежность к той или иной климатической зоне.

Материал, поставляемый реками и временными потоками, является главным в осадкообразовании океанов, если включать и отложения приконтинентальной части. Одной из главных черт элювиального процесса является его тесная связь с климатической зональностью и вертикальной поясностью (Страхов, 1960, 1962).

Максимальная интенсивность выветривания отмечается в экваториальной гумидной зоне,

где оно в 20—40 раз быстрее, чем в умеренных зонах, и в сотни и тысячи раз — чем в аридных или ледовых. Вертикальная поясность приводит к закономерным сменам интенсивности выветривания в горных районах (от максимальных значений в нижних поясах тропических зон до минимальных в зонах вечных снегов). Соответственно меняется и состав продуктов выветривания. В областях тектонически активных механическая и химическая денудации усиливаются, что является одним из отражений влияния тектоники на поставку материала.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И МОЩНОСТЬ ЭЛЮВИЯ И ПОЧВ В РАЗНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОНАХ

В ледовых зонах имеют место только следы химического выветривания (образование хлорита, гидрослюд, смектита), которые дают в целом не более 1—3% от выветрелой породы. Мощность коры выветривания здесь также ничтожна — чаще всего первые сантиметры: это налеты, пятна, корки солей. Господствует физическое выветривание — разрушение породы на составляющие ее кристаллы минералов, причем эти кристаллы далее не выветриваются, сохраняются даже нестойкие минералы, в том числе полевые шпаты (Лисицына, 1975).

В умеренной гумидной зоне по мере повышения температуры и содержания влаги скорость выветривания и глубина переработки материала быстро растут от тундры до семиаридной зоны. Общая мощность коры выветривания здесь увеличивается от холодной к теплой части зоны от нескольких сантиметров до 1—2 *м* и достигает максимального значения (около 50 *м*) в семиаридной зоне. В холодной части умеренной гумидной зоны — тот же комплекс глинистых минералов, что и в ледовой, а в самой теплой встречаются монтмориллонит и смешаннослойные образования. Возрастает и степень измененности первичных минералов выветрелых пород: в тундре они почти полностью сохраняются, а в теплых частях начинается разрушение полевых шпатов, а также наименее стойких темноцветных минералов. Из вторичных минералов, кроме глинистых, встречаются опал, цеолиты, аллофан. Выход глинистой фракции из продуктов выветривания от 3—5% (по объему) в холодной части до 25% в теплой.

В аридной зоне, как и в ледовой, господствует физическое выветривание. Мощность коры падает до тех же значений, что и в ледовой зоне, ничтожно образование глинистых минералов (до 5%). Главная часть минералов выветрелых пород сохраняется без изменений, идет образование поверхностей загара на породах и зернах. Среди типичных аутигенных минералов встречаются гипс, ангидрид, доломит, кальцит, окислы железа, опал.

Экваториальная (тропическая) гумидная зона — область наиболее быстрых и глубоких преобразований пород, вплоть до полуторных окислов. Как было показано Н. А. Лисицыной (1973), переход от выветрелой породы к свежей идет или постепенно (полный профиль выветривания), или непосредственно (сокращенный профиль). Нижняя часть профиля сложена трехслойными глинистыми минералами (хлориты, гидрослюды, монтмориллонит и смешаннослойные образования), а также зернами реликтовых минералов, верхняя — минералами каолинитовой группы, окислами алюминия, титана. В верхней зоне сохраняются только наиболее устойчивые к выветриванию минералы — кварц, магнетит.

При выветривании кислых пород в верхней зоне возрастает роль кварца, при выветривании ультраосновных — характерны нонтронит и монтмориллонит, а также Fe-охры с небольшим количеством глинозема. Влияние исходных пород, таким образом, наиболее значительно в нижних частях разреза; в верхних, самых выветрелых частях специфическими образованиями только для экваториальной зоны являются каолинитовые глины, гиббсит и мощные накопления окислов железа.

По гранулометрическому составу продукты выветривания, подготовленные к размыву, в разных климатических зонах также различны: в ледовой — в основном грубые пески, щебень и дресва (до 85% от исходной породы), в умеренной — главным образом пески и алевриты, в аридной — пески, в экваториальной гумидной — глины (до 70—90% от породы).

Существенно различаются продукты выветривания и по минеральному составу — комплексам обломочных, глинистых и реликтовых минералов, а также по химическому составу. В ходе выветривания и образования вторичных минералов происходит выщелачивание многих элементов, которые выносятся далее в виде растворов или переоткладываются на месте (новообразования). Общее количество выщелоченных элементов и их состав тесно связаны с климатической зональностью. Для ледовой и аридных зон характерно слабое выщелачивание, при котором продукты обычно не мигрируют, а остаются в элювии в виде пленок, корок, кристаллов.

В умеренной гумидной зоне выщелачивается от 23 до 48% породы, а в экваториальной гумидной — даже 50—68% (Лисицына, 1975). Если учесть значительно более высокую скорость образования экваториального элювия и его мощность, то вынос элементов с 1 $км^2$ водосбора в экваториальной зоне намного выше, чем

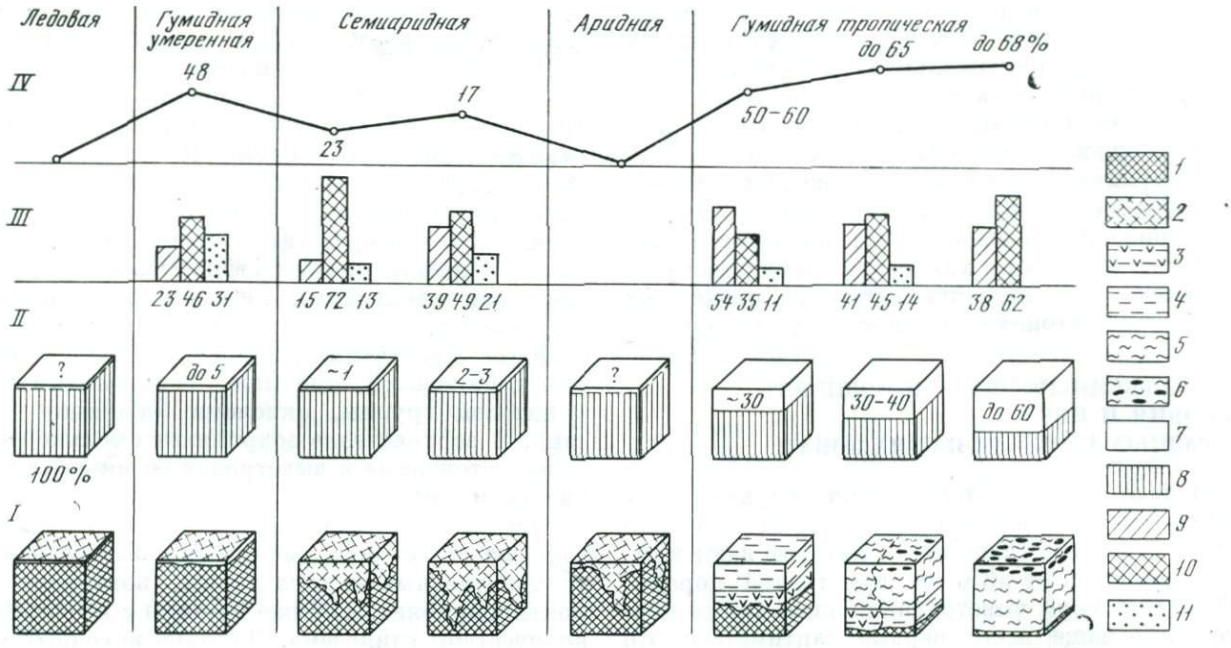


Рис. 4. Особенности выветривания основных пород в различных климатических зонах (Лисицына, 1975)

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

в умеренной зоне. Меняется также и состав элементов в выносимом комплексе.

Как видно из рис. 4, вынос элементов закономерно растет в направлении от ледовой области, где он близок к нулю (так же, как и в аридной), к экваториальной гумидной.

Структура выноса главных элементов меняется по зонам: в умеренной гумидной наибольшее значение имеет вынос кремнезема (46—72%), на втором месте в умеренной и холодной частях зоны — элементы группы Al, Fe, Ti, а в семиаридной — основания.

В пределах экваториальной гумидной зоны структура выноса меняется в зависимости и от типа коры выветривания. При медленном процессе (украинский тип) основания составляют 57%, кремнезем — 35% и Al, Ti — до 10%. При средней скорости (вьетнамский и тихоокеанский типы) вынос всех трех групп элементов уравнивается (приблизительно по 30%), при наиболее быстром процессе (гвинейский и индонезийский типы) кремнезем составляет до 64%, а Al, Fe, Ti практически не выносятся.

Что касается малых элементов (Cu, Zn, Co, Ni, Pb, Cr, V, Zr, Ga, Mn), то их суммарный вынос в экваториальной зоне составляет 40—60% от исходного содержания в породах, в умеренной зоне — значительно меньше, т. е. соответствует общим закономерностям.

Итак, из экваториальной зоны поставляется самый тонкий осадочный материал в максимальных количествах, в стадии глубокой переработки и с наибольшим выходом растворимой (миграционно-способной) части. Намного меньше поступление продуктов химического выветривания из умеренной гумидной зоны и практически отсутствуют они в ледовых и аридных зонах.

Вопрос о зональности почвообразования и минералообразования уже давно разрабатывается. Как пишет С. В. Калесник: «Закон зональности встречал и встречает у отдельных авторов возражения. В 1930-х годах некоторые советские географы, главным образом почвоведы, взялись за «пересмотр» докучаевского закона зональности, а учение о климатических зонах даже объявлено было схоластическим. Реальное существование зон отрицалось таким соображением: земная поверхность в своем облике и строении настолько сложна и мозаична, что выделить на ней зональные черты можно только путем большой генерализации. Иными словами, конкретных зон в природе нет, они — плод абстрактного логического построения. Беспомощность подобной аргументации бросается в глаза, потому что: 1) любой общий закон (природы, общества, мышления) устанавливается методом генерализации, от-

Таблица 4

Поставка терригенного материала из разных климатических зон континентов

Зона	Площадь зон, млн. км²			Земледельческая освоенность, % (антропогенный фактор)	Средний модуль смыва, т/км²	Годовая поставка, млрд. т	Вклад данной зоны в общую годовую поставку, %
	равнинная часть	горная часть	всего				
Ледовая	?		22,1 (14,9)*	<1	—	1,5	6
Умеренная гумидная	36,6	22,3	58,9(39,7)	15—40	40	~3,0	12
Аридная	26,8	1,7	28,5 (19,2)**	2—4	—	1,6	6
Экваториальная гумидная	36,5	2,2	38,7 (26,1)	4—5	500	19,0	76
Итого:			148,2 (99,9)			25,1	100

* В скобках в % от водосбора.

** Вместе с полуаридными областями 48,8 млн. км² (33,6%).

влечения от частностей, причем именно при помощи абстракции наука переходит от познания явления к познанию его сущности; 2) никакая генерализация не в состоянии выявить то, чего на самом деле нет. Впрочем, «поход» против зональной концепции принес и положительные плоды; он послужил серьезным толчком к более подробной, чем у В. В. Докучаева, разработке проблемы внутренней разнородности природных зон, к формированию понятия об их провинциях (фациях). Отметим попутно, что многие противники зональности вскоре вернулись в лагерь ее сторонников» (1970, стр. 94).

Выделяют следующие основные почвенно-биоклиматические зоны: гумидные, аридные, аридно-гумидные и тундровые. Представления о зональности почв на «идеальном континенте» даны на рис. 3,*А*, а о зависимости типов почв от основных климатических параметров (температуры и влажности) — на рис. 3, *Б*.

В горных областях кроме климатической зональности на почвообразование влияет также вертикальная поясность. На равнинные участки Земли (самые большие по площади), по определениям разных авторов, приходится от 65 до 80% суши. Горные области, где зональное почвообразование осложнено вертикальной поясностью, занимают около 36% поверхности Земли, или 47,7 млн. км², из них почвами покрыто всего только 26,2 млн. км², т. е. около половины, а участки гор, лишенные почв, занимают около 21,4 млн. км² (Рельеф Земли, 1967).

Вклад почвообразования разных климатических зон Земли неодинаков. На равнинах площадь почвообразования полярного типа составляет около 6% (Розов, 1964). Если прибавить к этому еще ледовые зоны континентов (Антарктида, Гренландия и другие области современного оледенения, т. е. 16,2 млн. км²), которые не учитываются почвоведами, то площадь ледовой зоны будет составлять 14,9% (табл. 4). К этой же зоне должна быть отнесена и большая часть высокогорных районов, лишенных почвенных покровов, что почти удваивает цифры и дает около 40—43 млн. км². Площадь суши равна 148 704 км². Таким образом, в пределах водосбора Мирового океана на ледовые (полярные и высокогорные) зоны падает 27—29% водосбора: из них на области, связанные с климатической зональностью,— около половины, остальное — на горные области, вкрапленные во все зоны.

Умеренная гумидная зона водосбора охватывает самые разнообразные почвы равнин — от бореальных мерзлотных, переходных к ледовым, до суббореальных пустынных и полупустынных. Их площадь на равнинах 36,6 млн. км². В горных районах это горнотундровые, луговые, таежные, буроземные и коричневоземные почвы общей площадью 22,3 млн. км². Всего, таким образом, умеренная часть водосбора составляет 58,9 млн. км², при этом больше половины ее приходится на равнинные части. Если включить в умеренную гумидную зону и переходные субтропические почвы (около 8 млн. км²), а также переходные и полупустынные, то площадь умеренной части водосбора Мирового океана составит около половины общей (Розов, 1964). На долю экваториальной гумидной зоны остается около 30% водосбора. Значительная часть областей внутреннего стока принадлежит к гумидной зоне, что несколько снижает точность приведенных подсчетов.

Следует подчеркнуть резкое различие площадей разных по климатическим условиям участков подготовки осадочного материала (см. табл. 4). Главная часть водосбора занята умеренными гумидными зонами (39,7%) и экваториальной гумидной (26,1%).

Размеры площадей не соответствуют их вкладу в поставку терригенного материала в океаны, поскольку смыв осадочного материала в разных зонах меняется от нескольких тонн на 1 $км^2$ водосбора до более 2 тыс. $т/км^2$, т. е. в 1—2 тыс. раз (Лисицын, 1974б). Картина неравномерности поступления материала из разных климатических зон суши весьма впечатляющая!

Более 3/4 всего терригенного материала поставляет в океан сравнительно небольшая по размерам экваториальная зона. Вклад обширных умеренных гумидных областей получается очень скромным, что соответствует малой мутности их рек. Поставка эолового и ледового материала в сумме соответствует вкладу умеренных гумидных зон, т. е. роль этого материала намного больше, чем это принято считать. Экваториальная зона — главный источник также и растворенного материала Мирового океана; именно эта зона «кормит» океан терригенным и растворенным материалом. Поэтому все попытки перенести представления о поставке осадочного материала, основанные на изучении только умеренных гумидных зон, а тем более отдельных водоемов, оказываются для экваториальной зоны в корне неверными.

Определение объема материала, поступающего в океан из разных климатических зон суши, а также анализ его качественного состава (вещества) открывают новые возможности. Как известно, по гранулометрии и составу коры выветривания разных климатических зон коренным образом различаются, однако только в последние годы были получены первые количественные характеристики. На основе данных Н. А. Лисицыной (1975), приведенных выше (см. рис. 4), а также прямых наблюдений за гранулометрией речной взвеси в разных климатических зонах в первом приближении можно определить (в процентах от общей массы осадочного вещества) гранулометрию терригенного материала, характерного для этих зон, а также абсолютные массы разных фракций (табл. 5).

Гранулометрический спектр осадочного материала, поставляемого в Мировой океан с суши, характерен в целом резким преобладанием пелита (67,0%) и подчиненной ролью песчано-алевритовых (26,4%) и грубообломочных (6,6%) фракций. Учитывая неодинаковую площадь разных климатических зон, резко различный смыв осадочного материала и разный его состав, можно определить вклад каждой зоны в поставку разных фракций в океан (сумма вкладов всех зон для одной фракции — 100%) (табл. 6). Как следует из табл. 6, главным источником песчано-алевритовых фракций в Мировом океане является экваториальная гумидная зона (в абсолютных массах — 3,8 млрд. $т$, в относительных — 57,4% от всего поставляемого вещества). Еще резче ее доминанта выражена для пелитовой фракции — соответственно 15,2 млрд. $т$ и 90,2%. Для песчано-алевритовых фракций этот вывод неожиданный, поскольку не в экваториальных, а именно в умеренных зонах пески и алевриты имеют наибольшее распространение, что хорошо видно из приведенных далее карт гранулометрического состава. Относительное (в %) содержание песчано-алевритового материала в стоке умеренных зон в 3 раза выше, чем пелитового; в стоке же экваториальной зоны картина обратная — пелита в 4 раза больше, чем более крупного материала. Однако при рассмотрении не процентных показателей, а абсолютных масс песчаного и алевритового материала ясно видно, что его поставка в экваториальную зону в несколько раз выше, чем дают две умеренные гумидные зоны.

Вклад ледовых и аридных зон в поставку этих фракций осадков почти равен вкладу умеренных (в ледовых преобладают грубые пески и более крупный материал, в аридных — мелкие пески и алевриты). Примечательная особенность выявляется и для пелитовых фракций: их поставка из аридных зон почти в 2 раза больше, чем из умеренных.

Этот подсчет раскрывает новые особенности структуры терригенного стока. Приведенные данные (см. табл. 5, 6) показывают, что меняются не только количество и крупность осадочного материала, поставляемого в океан из разных климатических зон, меняются и его минеральный состав, минеральные комплексы (параге-

Таблица 5

Гранулометрический состав в % (числитель) и абсолютные массы фракций в млрд. $т$ (знаменатель), поставляемых в океан из разных климатических зон*

Фракция терригенного материала	Зона				
	ледовая	умеренная гумидная	аридная	экваториальная гумидная	всего поступает в Мировой океан
Грубообломочная	50	30	0	0	6,6
	0,75	0,9	0	0	1,65
Песчано-алевритовая	45	50	40	20	26,4
	0,68	1,5	0,64	3,8	6,62
Пелитовая	3—5	20	60	80	67,0
	0,08	0,6	0,96	15,2	16,84
Итого:	100	100	100	100	100
	1,5	3,0	1,6	19,0	25,1

* Учтена только транзитная часть, поэтому в составе выносимого из пустынь материала 40% алевритов и 60% пелитов; более крупные фракции остаются в пустынях.

Таблица 6

Ежегодная поставка и парагенезы обломочных и тонкодисперсных (пелитовых) минералов, поставляемых в океан из разных климатических зон

Зоны	Ледовые	Умеренные гумидные	Аридные	Экваториальная
Ежегодная поставка обломочных минералов в % от осадочного материала, поставляемого из зоны	45	50	40	20
В млрд. *т* (в% от общей поставки в Мировой океан)	0,68 (10,3)	1,5 (22,7)	0,64 (10)	3,8 (57)
Наиболее типичный набор минералов	Все исходные минералы пород. Преобладание полевых шпатов над кварцем. Много обломков пород. Минералы очень свежие, без выветривания	Преобладание кварца над полевыми шпатами. Выщелачивание полевых шпатов. Встречаются обломки пород. Многие минералы выветрены	Все исходные минералы пород. Реликтовые минералы и минералы аллювия. Гипс, ангидрит, доломит, палыгорскит	Резкое преобладание кварца. Обломки пород отсутствуют, полевые шпаты очень редки. Магнетит, циркон, ставролит и другие устойчивые
Ежегодная поставка тонкодисперсных минералов в % от осадочного материала, поставляемого из зоны	3—5	20	60	80 до 99
В млрд. *т* (в % от общей поставки в Мировой океан)	0,08 (0,5)	0,6 (3,6)	0,96 (5,7)	15,2 (90,2)
Наиболее типичный набор минералов	Хлорит, гидрослюды, смектиты	В холодной части: хлорит, гидрослюды, смектит. В теплой части: монтмориллонит, смешаннослойные	Иллит (преобладает), кварц, полевой шпат	Каолинит, монтмориллонит, хлорит, иллит, гиббсит, гематит, гетит, смешаннослойные

незы) обломочных и тонкодисперсных минералов.

Происходит ли смешение и усреднение состава этого материала в океанах, или «марка» его климатической принадлежности сохраняется и в океанских осадках?

Ранее автором было показано, что широтный перенос в Мировом океане приблизительно в 10 раз сильнее, чем меридиональный, и потому терригенный материал распределяется в океане в основном в пределах той же климатической зоны, в которой он был подготовлен, т. е. «климатическая марка» материала должна сохраняться в океанских осадках (Лисицын, 1974б).

ВЛИЯНИЕ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА НА ПОСТАВКУ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Участие человека в осадочном процессе уже сейчас очень велико, оно будет расти и дальше — в связи с ростом населения, промышленности, сельского хозяйства и транспорта. Деятельность человека связана с добыванием огромных количеств полезных ископаемых; большие площади земель лишаются естественного растительного покрова и превращаются в поля и луга, происходит массовое засорение речных и озерных вод удобрениями с полей; производится сброс большого количества отходов на берега океанов и морей. Все это приводит к поставке в океан большого количества взвешенного и осадочного материала аномального состава.

Значительная часть естественного речного стока осаждается в искусственных водохранилищах, не достигая океана.

Человек стал одним из важнейших геологических агентов на всех этапах осадочного процесса — от подготовки осадочного материала и его переноса до отложения. Много раз отмечалось, что главной особенностью осадочного процесса является его зональность. Деятельность человека тоже зональна: наибольшее значение имеют антропогенные факторы в северном полушарии, причем в умеренной его зоне. Именно здесь сконцентрированы промышленное производство, транспорт, сельское хозяйство, здесь живет и большая часть населения Земли.

Особенно велики загрязнения среды в наиболее развитых капиталистических странах. Показательны данные, приводимые американскими авторами: загрязненные воды в США уже в настоящее время составляют около 2/3 материкового стока (Flawn, 1970). Отходы только одного Нью-Йорка, сбрасываемые в океан, составляют более 3,5 млн. *т* в год, а общее количество отбросов и загрязнений, поступающих в океан со всей территории США, оценивается приблизительно в 28 млн. *т* в год. В огромных количествах сбрасываются в море также токсичные материалы и отходы атомной промышленности. По приблизительным оценкам, объем жидких загрязненных продуктов, сбрасываемых в океан,— сотни миллионов кубических метров в год.

Потребление топлива всех видов в пересчете на одного жителя США составляет 7,5 *т* в год, мировое производство — около 5 млрд. *т* в год (Goldberg, 1972). Только при его сжигании выбрасывается в атмосферу количество металлов, приближающееся к мировому речному стоку (Ti, V, Ni, Pb — 30—65% стока, Hg — больше 100%). Содержание углекислого газа в атмосфере в связи с индустриализацией возросло от 290 *ppm* в 1890 г. до 315 *ppm* в настоящее время, т. е. на 10% (Flawn, 1970). Уже сейчас количество углекислоты, выделяемое промышленностью, примерно в 10 раз больше, чем выделяемое при дыхании всеми животными Земли.

Под действием распашки земель, строительства дорог и городов интенсивность естественной эрозии возрастает, по подсчетам С. Юдсона (Judson, 1968), в 2—3 раза, что связано в основном с уничтожением лесов. В 1962 г. пашней, лугами, пастбищами, многочисленными насаждениями было занято около 10% поверхности суши, а включая территорию населенных пунктов и дороги — около 15%! Количество отходов, связанных с деятельностью человека, в настоящее время для США оценивается в среднем в 2,5 *кг* на человека в день (включая также отходы, связанные с промышленностью и сельским хозяйством). Это число растет и удваивается в среднем каждые 20 лет (Flawn, 1970).

Нужно иметь в виду не только увеличение количества отходов на каждого жителя, но также и быстрый рост населения Земли. Так, по подсчетам ЮНЕСКО, население будет удваиваться каждые 30—40 лет, т. е. приблизительно через 50 лет в сферу хозяйственной деятельности человека будет вовлечено более половины поверхности континентов, и человек будет определять подготовку и поставку осадочного материала в океаны: антропогенный фактор из второстепенного станет основным.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА ВО ВЗВЕСИ

Соотношение взвешенного и солевого стоков с суши в океан предопределяет более широкое развитие терригенного материала во взвеси сравнительно с биогенным. Однако на путях переноса идет трансформация осадочного материала, в ходе которой взвешенный материал осаждается, а солевой, используемый организмами для построения панцирей, сохраняется в воде. Поэтому реальная картина соотношения биогенной и терригенной частей в взвеси океанов значительно сложнее, чем это следует из балансных подсчетов речного стока.

Многолетние исследования взвеси в различных частях Мирового океана дали возможность однозначно решить этот вопрос. При определении биогенной части взвеси мы суммировали содержание во взвеси трех ее главных компонентов: $C_{орг}$, входящего в состав плазмы организмов, а также $CaCO_3$ и $SiO_{2\ аморфн}$ — главных составных частей их скелетов.

Содержание $C_{орг}$ во взвеси из поверхностных вод Мирового океана находится в пределах 1—50%. Концентрация от 5 до 10% отмечена в 54% проб из Индийского океана и в 42% из Атлантического; концентрация от 0 до 20% — в 30% проб Индийского и в 44% Атлантического. Лишь в зонах дивергенции и апвеллингах концентрация $C_{орг}$ превышает 20%, с отдельными значениями до 50% и более; в зонах диатомовых илов Антарктики максимальные содержания $C_{орг}$ во взвеси не превышали 19%. Среднее значение для взвеси с поверхности Индийского океана равно 8,67%, Атлантического океана — 12,1%, близкая средняя величина получена и для Тихого океана.

Содержание других компонентов органического вещества (N, P, S) много ниже. Так, средняя концентрация азота взвеси в 5—12 раз ниже, чем $C_{орг}$. Среднее содержание P во взвеси из поверхностных вод Индийского океана составляет 0,3% (Лисицын, 1964), Атлантического — 0,36% (Лисицын и др., 1975). Если принять среднее значение $C_{орг}$ за 10%, то содержание органического вещества во взвеси (с учетом N, P, S и других компонентов органического вещества) окажется в 1,8 раза выше, т. е. составит около 18%. Содержание биогенных

компонентов, входящих в состав панцирей и раковинок, также меняется в очень широких пределах и определяется природной зональностью: максимальные значения отмечаются для кремневых поясов. Количество $SiO_{2\ аморфн}$ во взвеси колеблется в широких пределах — от следов до 38,95%. Вне кремневых поясов концентрация кремнезема обычно незначительна (менее 1% и лишь местами 1—5%). Как средняя величина содержания $SiO_{2\ аморфн}$ для взвеси Атлантического океана принято значение 6,1, Индийского — 12,2, Тихого — 2,11 (Лисицын и др., 1975).

Еще ниже среднее содержание $CaCO_3$, так как его распределение во взвеси тесно связано *с первичной продукцией планктона и с распределением* организмов-консументов, обладающих карбонатными скелетами (фораминиферы, кокколитофориды). Во взвеси из поверхностных слоев Атлантического океана содержание $CaCO_3$ колеблется от следов до 14,3%, при этом около 50% значений находится в пределах 1—5%. Во взвеси с поверхности Индийского океана содержание $CaCO_3$ изменяется от следов до 8%, Берингова моря — от следов до 4—5%, Ла-Манша — от 2 до 29% (Лисицын и др., 1975). Наиболее обычно для взвеси Мирового океана содержание $CaCO_3$ 1—5% (более 50% случаев).

В целом для терригенной взвеси Мирового океана выявляется следующий средний состав: органическое вещество — 18% (12% $C_{орг}$), $SiO_{2\ аморфн}$ — 6% и $CaCO_3$ — около 5%, что в сумме дает около 30%.

Обычно на поверхности океана в пелагиали господствует биогенная взвесь с содержением биогенных компонентов более 90%, нередко и до 98—99%. Те же цифры дает и матричный анализ.

На основе многих тысяч микроскопических и химических определений устанавливается следующая важнейшая закономерность: у берегов континентов и островов взвесь становится обычно более терригенной, по мере удаления в океан ее количества быстро убывают, в пелагических частях содержание биогенной взвеси значительно (в 10—100 раз) превышает содержание терригенного материала. Это связано с постепенным осаждением терригенных частиц по мере удаления от суши и с постоянным зарождением биогенного материала на поверхности, что хорошо прослеживается на вертикальных разрезах по нормали к берегу. Быстрее всего снижение терригенной составляющей идет в поверхностных водах, значительно дальше частицы проникают в пелагические части океанов в глубинных слоях, где главная часть биогенного материала удалена растворением.

В значительной мере скорость опускания частиц взвеси зависит от их исходной крупности: в морях и различных частях океанов, принадлежащих к умеренной гумидной зоне, где подается из рек в основном алевритовый материал, осаждение идет особенно быстро. Например, полоса терригенной взвеси, опоясывающая берега Балтийского моря, исчезает на расстоянии всего 30—40 *км* от берега (Лисицын и др., 1975), в то время как тончайшая взвесь экваториальной зоны, например от устья Ганга в Бенгальском заливе, проникает на расстояние более 1 тыс. *км*.

Для биогенной составляющей взвеси при ее осаждении на дно очень существенны потери, связанные с распадом органики и растворением *панцирей: дна в пелагических частях океана* достигает не более 5% от исходной органики; 1—8% от $SiO_{2\ аморфн}$ в поверхностной взвеси, а на глубинах больше критических $CaCO_3$ растворяется полностью. Увеличение содержания биогенного материала во взвеси одновременно с уменьшением терригенного происходит за счет общего увеличения вклада растворенных солей в пелагическом направлении по сравнению с взвешенными формами, главная часть которых осаждается на периферии океанов и в пелагиаль не проникает.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОСАДКАХ И ЕГО АБСОЛЮТНЫЕ МАССЫ

Выше было показано (см. рис. 3), что содержание терригенного материала в донных осадках (в процентном выражении) колеблется в очень широких пределах — от менее 10%

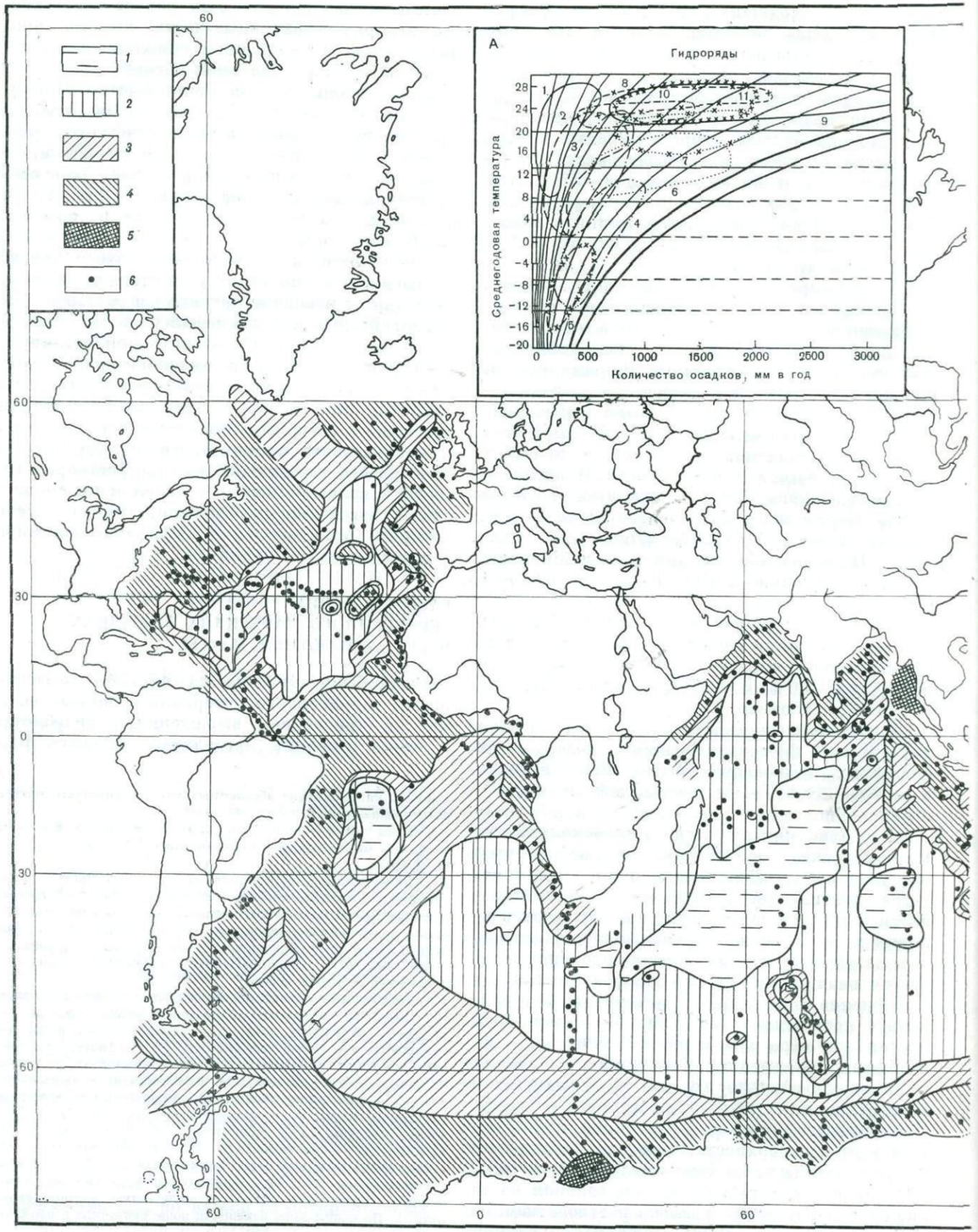
Р и с. 5. Распределение абсолютных масс терригенного материала в океанах в ед. С, *г/см²*/1000 *лет*

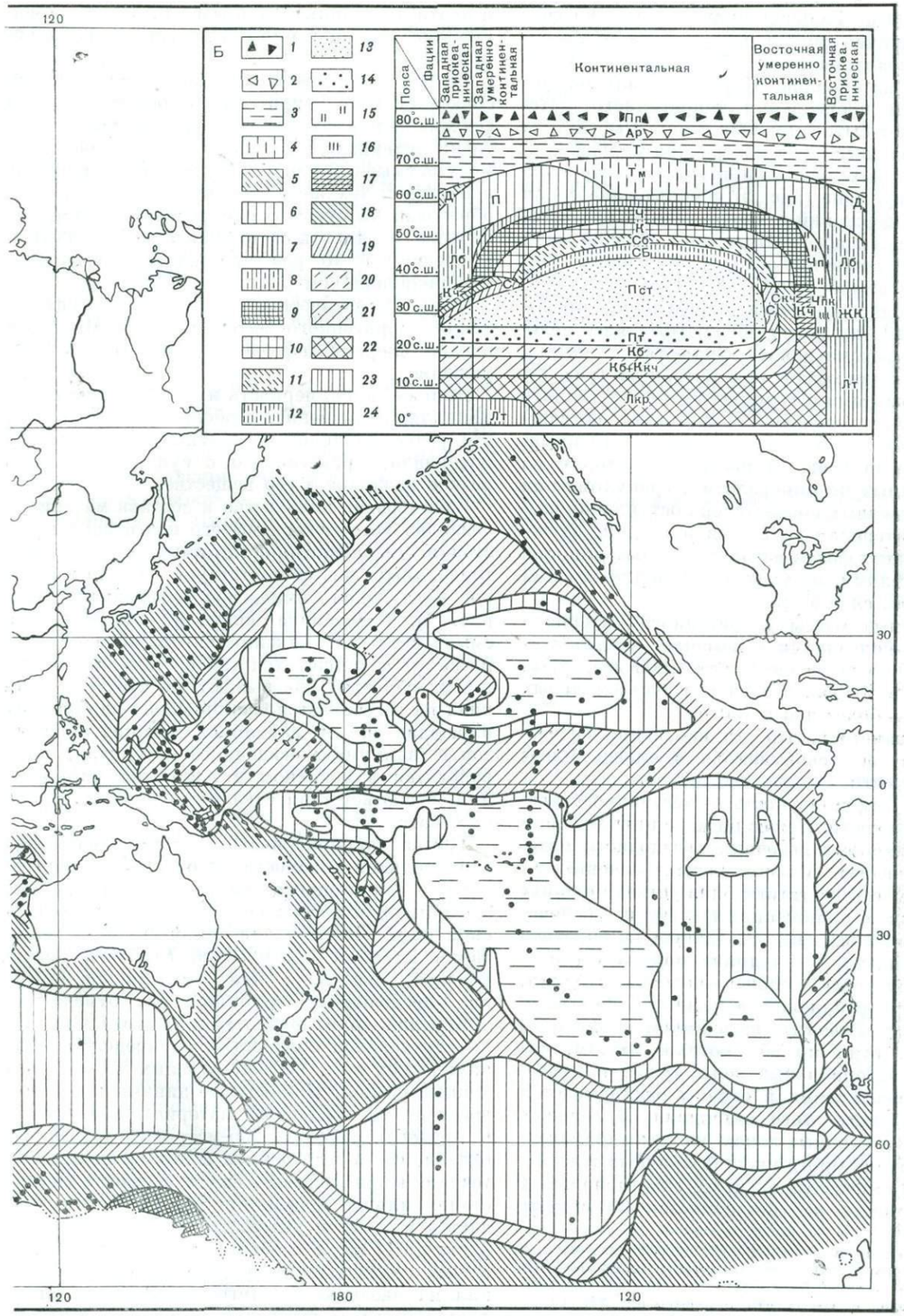
1 — менее 0,05; *2* — от 0,05 до 0,2; *3* — от 0,2 до 0,5; *4* — от 0,5 до 2; *5* — от 2 до 5; *6* — точки определений

На врезках:

А. Климатические ареалы основных почвенных типов в гидротермической системе координат (Волобуев, 1963): *1* — сероземы и почвы пустынь; *2* — каштановые: *3* — черноземы; *4* — подзолы; *5* — тундровые почвы; *6* — бурые лесные; *7* — красноземы и желтоземы субтропиков; *8* — латериты; *9* — тропические красноземы; *10* — слабовыщелоченные почвы сухих лесов; *11* — красно-бурые почвы саванн.

Б. Схема горизонтальных почвенных зон северного полушария на «идеальном континенте» (Глазовская, 1973). З о н ы: *1* — полярных пустынных почв; *2* — арктo-тундровых почв; *3* — *тундровых*; *4* — *таежно-мерзлотных*; *5* — *торфянисто-дерновых* субарктических; *6* — подзолов и подзолистых почв; *7* — серых лесных; *8* — бурых лесных; *9* — черноземов; *10* — каштановых; *11* — бурых пустынно-степных; *12* — серо-бурых почв пустынь умеренного пояса; *13* — субтропических пустынь; *14* — тропических пустынь; *15* — черноземных прерий; *16* — красно-черных почв; *17* — коричневых; *18* — серо-коричневых; *19* — сероземов; *20* — красновато-бурых почв саванн; *21* — красно-бурых и коричнево-красных; *22* — красных альферритных; *23* — желтоземов и красноземов; *24* — красно-желтых и красных ферралитных. По краям даны изменения почв, связанные с влиянием океанов


60
60
30
0
30
60
60
0
60
1
2
3
4
5
6
А
Гидроряды
Среднегодовая температура
28
24
20
16
12
8
4
0
−4
−8
−12
−16
−20
0
500
1000
1500
2000
2500
3000
Количество осадков, мм в год


120
30
0
30
60
120
180
120
Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
Пояса
Фации
Западная приокеаническая
Западная умеренно континентальная
Континентальная
Восточная умеренно континентальная
Восточная приокеаническая
80° с.ш.
70° с.ш.
60° с.ш.
50° с.ш.
40° с.ш.
30° с.ш.
20° с.ш.
10° с.ш.
0°
Пл
Ар
Тм
Д
П
К
Сб
Лс
Чл
Кч
Скч
Чпк
ЖК
Пст
Пт
Кб
Кб-Ккч
Лкр
Лт
Д+

до более 90%. Главная причина этих колебаний — различие темпов поступления терригенного и разбавляющих его биогенного и вулканогенного материалов. Картина реальной интенсивности поступления терригенного материала может быть выявлена с помощью метода абсолютных масс. Для построения первой карты абсолютных масс терригенного материала в Мировом океане (рис. 5) использована серия карт его содержаний в процентном выражении, а также карты абсолютных масс твердой фазы осадков, составленные автором для разных океанов в амсштабе 1 : 15 000 000 — 20 000 000. Общее количество точек определений превышает 2 тыс.[1] Эту карту абсолютных масс целесообразно рассматривать совместно с картой путей миграции осадочного материала (рис. 6), а также с картами и разрезами количественного распределения осадочного материала во взвеси, которые опубликованы ранее (Лисицын, 1974б). Карта (рис. 6) построена автором на основе данных по минералогии, гранулометрии и количественных показателей поступления осадочного материала во взвеси и осадки, изучения подводных фотографий, сделанных разными исследователями, прямых определений течений в придонном слое и др.

Абсолютные массы терригенного материала в океанах колеблются в широких пределах — от менее 0,05 до более 2 *г/см*^{2}/1000 *лет*, т. е. более чем в 40 раз, а с учетом экстремальных значений — более чем в 100 раз.

Можно заметить, что эти изменения не беспорядочны, они связываются в определенные закономерности.

Первая закономерность — постоянное увеличение абсолютных масс по мере приближения к суше, главному источнику осадочного материала в океанах. Максимальных значений абсолютные массы достигают близ устьев крупных рек, а также в понижениях шельфа и у основания материкового склона. Нельзя не обратить внимание на то, что ширина полосы высоких абсолютных масс, опоясывающей материки, оказывается различной в разных климатических зонах. Главным источником осадочного материала, судя по абсолютным массам, являются экваториальные зоны суши, в пределах их продолжения в океаны откладывается и главная часть этого материала. В ледовых и особенно в аридных зонах поставка терригенного материала много ниже (в аридных в десятки раз). Примечательно, что в экваториальных зонах материал распространяется по широте и почти не проникает в пределы соседних аридных зон, где значения абсолютных масс минимальны.

Вторая закономерность распределения абсолютных масс терригенного материала тесно связана с климатической зональностью подготовки материала на суше, т. е. со значениями модуля смыва, и с его распределением в океане в пределах тех же климатических зон, где он образован на суше. Это определяется тем, что перенос в широтном направлении в океанах в среднем в 10 раз превышает его перенос в меридиональном (Лисицын, 1974б).

Факт климатической зональности распределения терригенного материала для Мирового океана впервые получает количественное выражение.

Данная закономерность имеет большое принципиальное значение, особенно в связи с тем, что резко различным в разных зонах массам материала, принесенного с суши, отвечает и резкое различие в его веществе.

Взаимосвязь количества и состава материала очевидна из самой схемы его подготовки и поставки: высоким скоростям смыва с суши экваториальных зон соответствует наиболее быстрое и глубокое химическое выветривание (см. рис. 4). Совпадение областей максимального смыва с суши с максимальными абсолютными массами, а также сходство состава материала в этих областях доказывают то, что этот материал не рассеивается беспорядочно на больших площадях дна, не заполняет соседних аридных зон с «вакуумом» осадочного материала, а переносится в основном в широтном направлении, в соответствии с главным переносом водных масс.

Третья закономерность связана с влиянием вертикальной поясности. В отличие от биогенного и хемогенного материала терригенные частицы практически не растворяются в океанской воде. Поэтому для терригенной седиментации влияния критической глубины, возникающей, например, при растворении $CaCO_3$ на определенных глубинах, не отмечается.

Вертикальная поясность для этого материала обусловлена поясностью распределения динамических сил, воздействующих на взвесь и донный осадок. Наибольшее динамическое воздействие на осадочный материал имеет место в пределах верхней 200-метровой толщи вод океана, где к постоянным и приливо-отливным течениям прибавляется еще и волновое воздействие; сильное воздействие вод на осадок отмечается и во всем интервале глубин от поверхности до 11 *км*, и особенно в придонных водах, о чем свидетельствуют детальные исследования на океанских полигонах. В соответствии с поясностью распределения динамических сил

[1] При подготовке всей серии карт абсолютных масс, а также других показателей осадочного материала, использованы карты батиметрии и донных осадков, составленные в Институте океанологии АН СССР для всего Мирового океана.

могут быть выделены зоны, отвечающие шельфу, материковому склону и ложу океанов. В пределах этих поясов энергетическое воздействие связано также и с относительным превышением поднятий над уровнем дна. Давно установлено, что во всем интервале глубин океана на вершинах поднятий, а также на уступах и перегибах рельефа терригенный материал грубеет, поскольку по динамическим условиям наиболее тонкая часть взвеси здесь не может осесть и движениями вод уносится в более спокойные места. Поэтому на поднятиях уменьшается содержание в осадках наиболее распространенных в пелагиали и подвижных (тонких) фракций, уменьшаются также и абсолютные их массы.

Баланс терригенного материала. На основе детальных карт абсолютных масс терригенного материала впервые удалось определить его количество, откладывающееся в каждом из океанов в млрд. *т* в 1000 лет (в скобках — процент от суммарного его осаждения в Мировом океане): Атлантический — 642,49 (37,14), Индийский — 303,78 (17,56), Тихий — 783,69 (45,3). Всего, таким образом, откладывается в пелагических частях Мирового океана 1729,96 млрд. *т* в 1000 лет (100%), или 1,729 млрд. *т* в год. Интересно сопоставить последние цифры с поступлением всех видов терригенного материала с суши (в млрд. *т*): взвешенный сток рек — 18,53, ледниковый сток — 1,5, поставка эолового материала — 1,6, абразия берегов — 0,5, что в сумме дает 22,6 млрд. *т* в год (Лисицын, 1974б). Разница в цифрах, как видно, огромная, пелагических частей океана достигает лишь 7,7% терригенного материала, остальные 92,3% осаждаются близ берегов и в краевых морях!

Огромные масштабы циркумконтинентальной седиментации отчетливо вырисовываются и при рассмотрении распределения терригенного вещества во взвеси, а также по данным о скоростях и абсолютных массах седиментации, о мощности осадочного покрова. Однако ранее это были чисто качественные определения.

Этот вывод о поступлении в пелагические области ничтожной части речного стока имеет несколько важнейших следствий.

1. Главная часть речной взвеси (более 90%) осаждается близ берегов и по периферии океана и в их центральные части не проникает. Как будет показано дальше, в пелагические области проникает основная часть эолового и ледового материала. Отсюда впечатление о господстве флювиогенного материала в океанской седиментации является ошибочным, ведь подавляющая его часть просто не достигает пелагических областей! Поэтому при балансных подсчетах должно быть изменено и соотношение между вкладом флювиогенного эолового и ледового материала: два последних источника поставляют в пелагические части океана материала больше, чем его дают реки, т. е. 3,1 против 1,7 млрд. *т*!

2. Второе следствие общего значения касается гигантской перестройки геохимического облика материала на границе континентальной и океанической коры. Поскольку подавляющая часть речной взвеси оседает на периферии океанов, представления о формах поставки элементов в океан, основанные на изучении соотношения взвешенных и растворенных форм элементов в речном стоке, неверны. Практически вся взвешенная их часть осаждается у берегов, за счет чего воды пелагических областей оказываются обогащенными растворенными формами элементов! Отсюда — господство в

▶

Рис. 6. Пути миграции осадочного материала на дне морей и океанов, поверхностные и глубинные течения

1 — глубоководные желоба — ловушки терригенного материала; *2* — вдольбереговые потоки наносов; *3* — главные пути распространения придонных вод; *4* — основные глубоководные проходы, по которым идет поступление придонных вод из одной котловины океана в другую; *5* — пути миграции, определенные по терригенным минералам (данные автора и многих других исследователей); *6* — основные области распространения турбидитов. Прочие обозначения (Encyclop. Oceanography, 1966): *7* — придонные течения, направленные к северу; *8* — течения, направленные к югу.

На врезках:

А. Схема циркуляции придонных вод Атлантического и Тихого океанов (Стомелл, 1963).

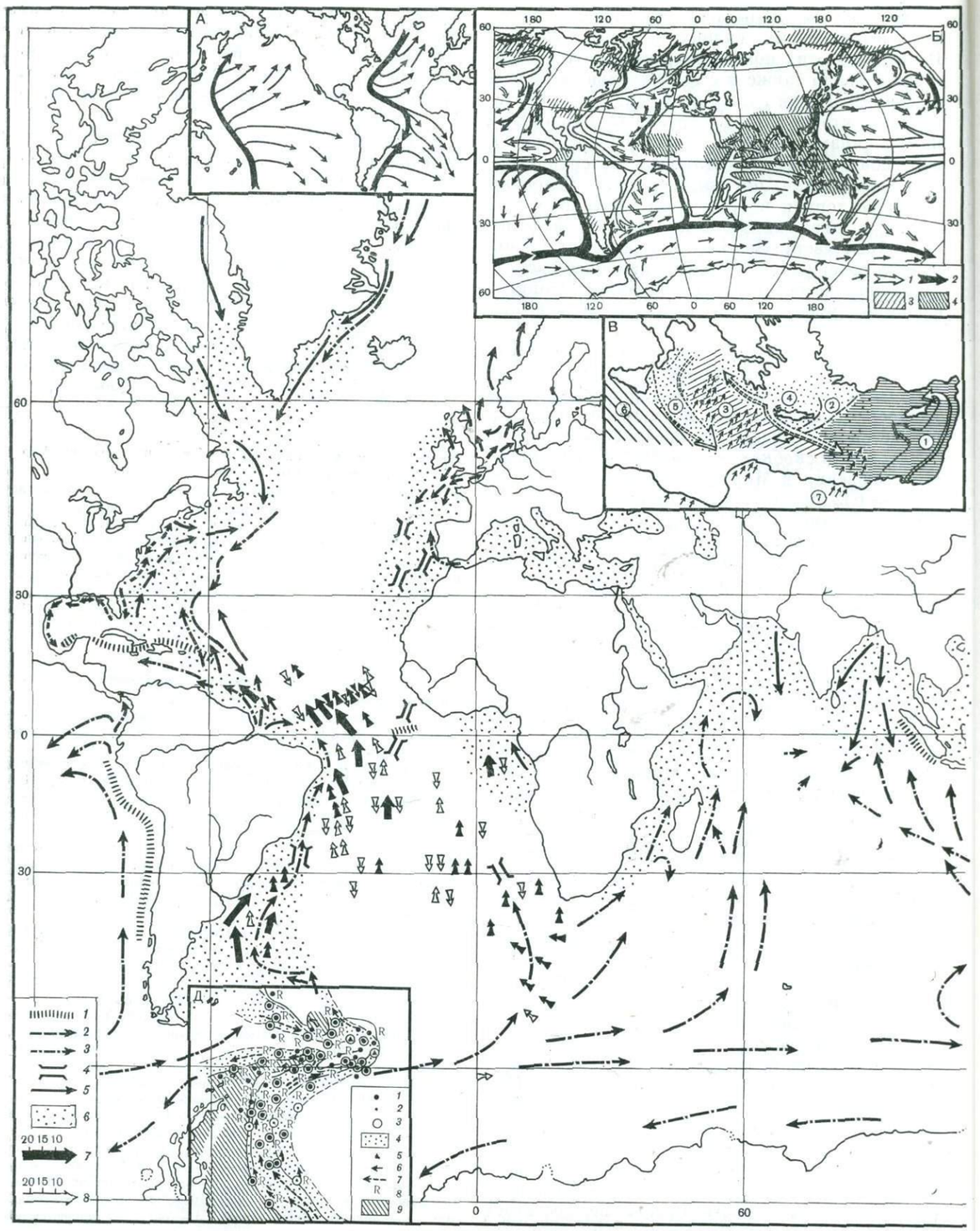
Б. Схема поверхностных течений океанов (зима северного полушария): *1* — теплые, *2* — холодные; *3* — области внетропических муссонов; *4* — области тропических муссонов.

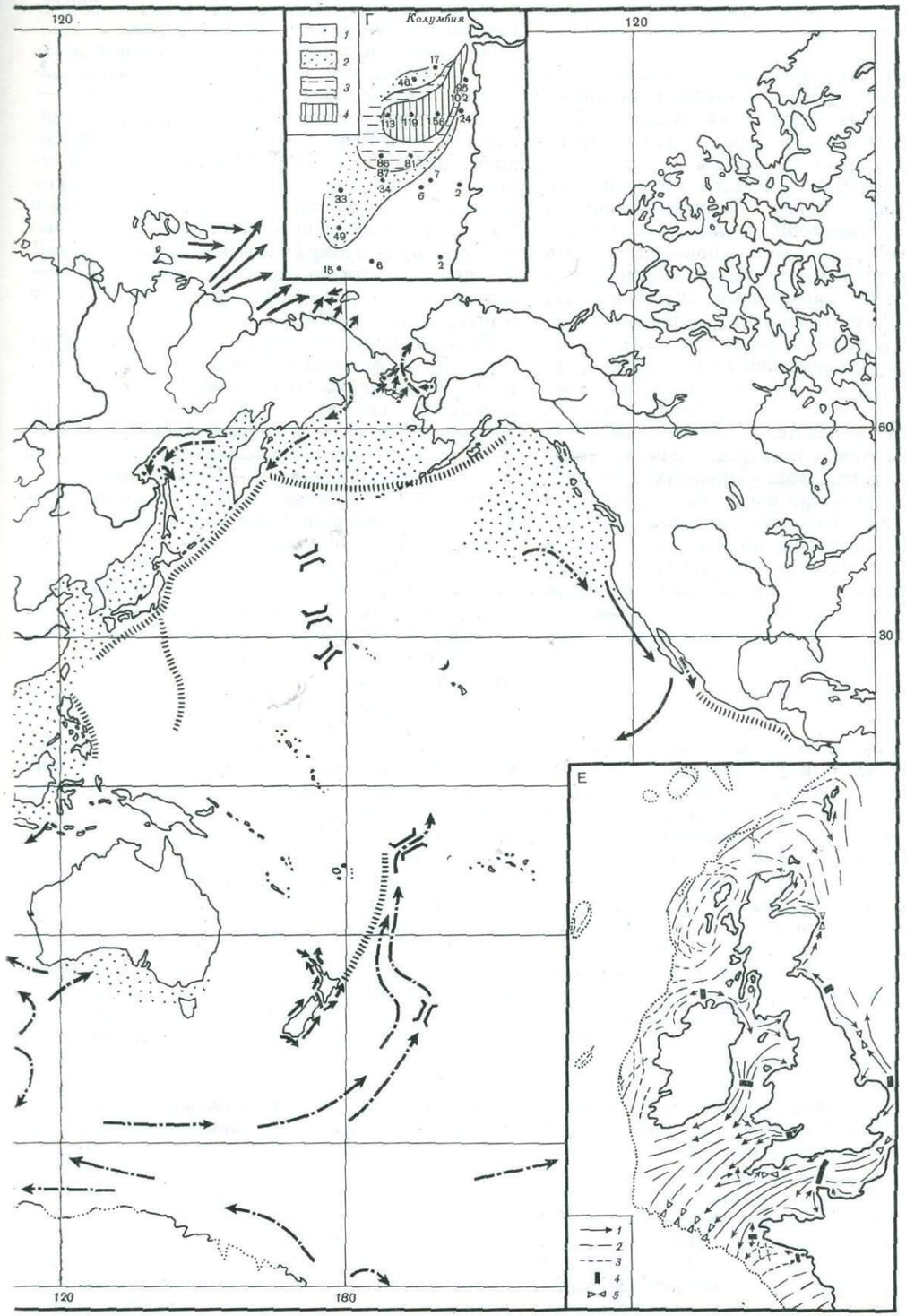
В. Схема минеральных ассоциаций и путей распространения минералов в восточной части Средиземного моря: *1* — р. Нил (перенос в поверхностных водах); *2* — Эгейское море (в промежуточных водах); *3* — каолинитовая; *4* — о. Китира (в глубинных водах); *5* — мессинская (в глубинных водах); *6* — сицилийская (в поверхностных водах); *7* — области поступления эолового материала из Африки. Главные пути миграции (стрелки): сплошные линии — в поверхностных водах, пунктирные — в промежуточных, точки — в придонных (Venkatarathnam a. o., 1974).

Г. Пример трассирования путей миграции (по искусственному изотопу Cr^{51}) в восточной части Тихого океана, устье р. Колумбии (Osterberg a. o., 1963). *Содержание Cr^{51} в условных единицах:* в поверхностном слое *1* — менее 25; *2* — от 25 до 50; *3* — от 50 до 100; *4* — более 100; цифры — фактические значения.

Д. Миграция осадочного материала на дне моря Уэдделла (пример трассирования переноса на основании 1200 подводных фотографий). Течения: *1* — сильные; *2* — средние; *3* — слабые: *4* — области распространения замутненных придонных вод; *5* — обнажения коренных пород, вынос осадков; *6* — направления важнейших придонных течений; *7* — основные направления переноса осадочного материала; *8* — участки обнаружения рассеянного каменного материала айсбергового разноса; *9* — глубины меньше 2 км (Hollister, Elger, 1969).

Е. Пути переноса песка у берегов Англии и Франции (пример трассирования путей миграции по минералогическим данным): *1* — наиболее обычные; *2* — вероятные; *3* — предположительные; *4* — области дивергенций; *5* — области конвергенций переноса (Continent. margin, 1975)


А
Б
В
Д
60
30
0
30
60
0
60
120
180


Г
Колумбия
120
60
30
E
120
180

пелагиали растворенных форм почти всех элементов, включая также и элементы-гидролизаты.

Для большинства элементов в водах океанов взвешенные формы составляют не более 20% от общего их содержания (Гордеев, Лисицын, 1976), за исключением Al, для которого эта величина возрастает до 52% (см. табл. 2).

3. Третье следствие касается минерального облика осадков. В связи с незначительностью поступления флювиогенного материала в центральные части океанов есть основания ожидать большой, а в ряде мест и определяющей роли в формировании парагенезов глубоководных осадков эолового и ледового материала.

Как видно из сопоставления карт климатической зональности океанской седиментации (Лисицын, 1974б) и распределения абсолютных масс терригенного материала, в разных климатических зонах показатели абсолютных масс сильно отличаются: они максимальны в гумидных зонах и минимальны в аридных. Казалось бы, это находится в противоречии со сказанным о большом вкладе эолового материала в океанскую седиментацию. Однако если распределить общую массу эолового материала на огромную площадь аридных зон, то абсолютные массы окажутся ничтожными, намного меньшими, чем абсолютные массы флювиогенного материала по периферии океанов.

* * *

Распределение абсолютных масс с максимальными значениями у берегов и минимальными — в пелагических областях водоемов истолковываются Н. М. Страховым в связи с халистатическими циркуляциями вод (Страхов, 1963). Факты, однако, показывают, что такого рода явление имеет место как при халистатических циркуляциях, так и при односторонних течениях и любых более сложных их сочетаниях. Оно связано с расположением источника осадочного материала: близ этого источника независимо от циркуляции абсолютные массы и концентрации всегда будут выше. В том, что это так, убеждает изучение не только карты абсолютных масс (см. рис. 5), но также и карт распределения мощностей и абсолютных масс вокруг отдельных океанских островов (Lonsdale, 1975). Отсыпки (апроны) осадков около островов образуются при любых течениях вне связи с халистазами. Их происхождение сходно с образованием отсыпок по периферии континентов, которые являются как бы очень крупными островами в Мировом океане. И в том и в другом случае идет изостатическая компенсация возникающих осадочных толщ. Такое же распределение материала происходит в любых водоемах и резервуарах с преимущественным поступлением по периферии.

Основная часть речного материала осаждается близ устьев рек, образуя колоссальные подводные конусы выноса. Крупнейший из них — конус выноса рек Ганга и Брахмапутры, занимающий весь Бенгальский залив и продолжающийся далеко на юг от о. Шри Ланка (по размерам превышает п-ов Индостан). Его длина (с севера на юг) более 2500 *км*, площадь более 2 млн. *км*^{2}, а объем около 5 млн. *км*^{3}, что равно всему стоку рек Мира более чем за 400 тыс. лет! Это колоссальное по размерам терригенное осадочное тело формировалось около 20 млн. лет (Curray, Moore, 1974).

Внушительны размеры подводного конуса выноса и р. Амазонки (Damuth, Kumer, 1975), который протягивается вплоть до Срединно-Атлантического хребта, т. е. более чем на 700 *км*. Мощность осадочной толщи в дельте 7—9 *км*, вес осадочного материала $5 \cdot 10^5$ млрд. *т*, время формирования 8—15 млн. лет.

Крупные подводные конусы выноса часто в гумидной зоне сливаются в один пояс, протягивающийся по периферии океана, как это имеет место у тихоокеанских берегов Северной Америки и Канады, близ устьев рек Монтерей, Делгада и др. Они протягиваются более чем на 300 *км* и имеют объем около 50 тыс. *км*^{3}, время формирования составляет 10—40 млн. лет (Normark, Piper, 1965).

К числу крупнейших относят также конус выноса р. Нила, подводная часть которого занимает площадь более 100 тыс. *км*^{2}, а ширина более 300 *км* (Normark, Piper, 1969). Внушительны размеры подводных конусов выноса Конго (Shepard, Emery, 1973), Ориноко и многих других рек. Нередко конусы выноса заполняют целые заливы и моря (например, Желтое, Восточно-Китайское моря, Тонкинский и Сиамский заливы, значительная часть Андаманского моря и др.).

Все эти подводные конусы имеют форму «птичьей лапы», расчленены каналами, по которым идет перемещение осадочного материала, главным образом турбидными потоками и оползнями. Определения скоростей седиментации в таких образованиях дают значения более 1000 Б, в ряде случаев — даже более 10 тыс. Б. Накопление таких грандиозных масс материала с мощностью, намного превышающей глубину океана, невозможно без изостатической компенсации, оно приводит к прогибанию земной коры, т. е. это явление крупных геологических масштабов.

Изъятие из баланса огромных масс взвешенного материала в конусы выноса и гигантские осадочные тела на дне окраинных морей и по периферии океанов приводит к коренной пере-

стройке структуры питания пелагических частей океанов. Процесс этот имеет важные последствия для понимания всех сторон седиментогенеза.

МЕХАНИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Механическая дифференциация — приспособление частиц взвеси и осадка к динамическим условиям на дне — идет во всех климатических зонах. Она выражена в смене осадков по крупности — от наиболее грубых близ берегов до самых тонких в пелагических частях океанов. Однако во всех климатических зонах механическая дифференциация идет по-разному не только в связи с закономерно меняющейся по зонам силой динамического воздействия океана на осадочный материал, но и, что особенно важно, в связи с выпадением из исходного спектра гранулометрического состава краевых его частей (грубообломочной и пелитовой). Наибольшую ширину спектр имеет в ледовых и гумидных умеренных зонах — от грубообломочного материала до тонкого пелита. В аридных зонах резко снижается роль флювиогенного пелитового материала, грубообломочный и песчаный терригенный в значительной степени сменяются биогенным (ракушечник, обломки кораллов). В экваториальной гумидной зоне выпадает почти вся грубозернистая часть спектра — практически нет грубообломочного материала, мало песчано-алевритового, доминирует пелит.

Гранулометрический (механический или дисперсный) состав взвеси и осадков — важнейшая их характеристика, определяющая как физические, так и химические свойства.

Взвесь и осадки являются полидисперсными системами, сложенными гетерогенным, т. е. разнообразным по происхождению, составу материалом. Значительная часть тонких частиц из состояния дисперсий переходит в истинные растворы, особенно важное значение этот процесс имеет для нестойкого биогенного материала. С другой стороны, при образовании панцирей и раковинок происходит перевод истинных растворов в дисперсное состояние. Таким образом, дисперсная система океанов находится в непрерывном движении, и донные осадки являются документальной записью истории дисперсной системы в пространстве — различных климатических условиях и во времени — на протяжении четвертичного времени и в геологическом прошлом.

Имеет место зональность поставки дисперсий в океан с суши, что определяется зональностью кор выветривания и тонкостью измельчения материала в них.

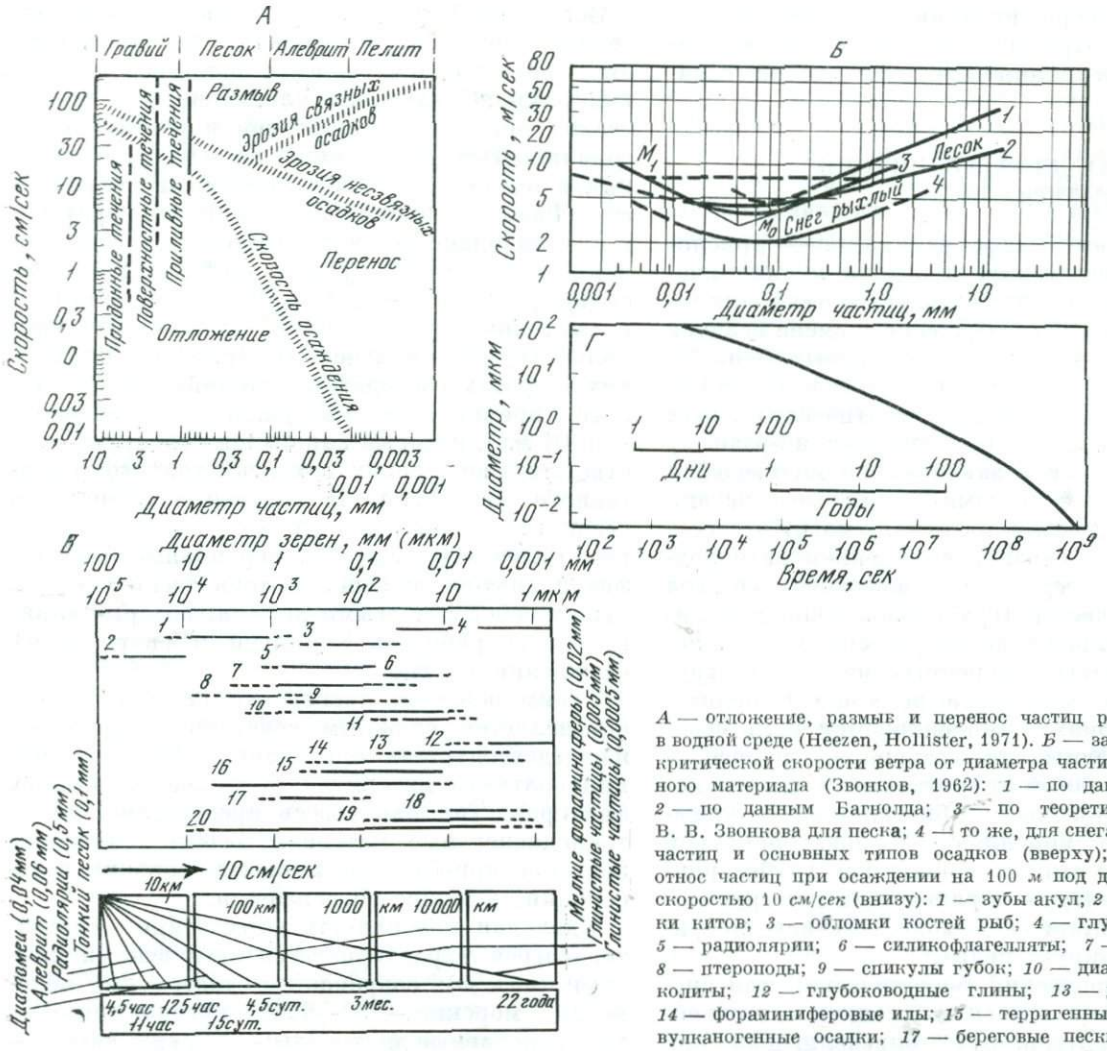
Зональность существует и в поступлении биогенного дисперсного материала. Она определяется соотношением размеров панцирей и раковин осадкообразующих планктонных и бентических организмов, широтной и вертикальной зональностью их прижизненного распределения в океанах, а также условиями сохранности. Размеры панцирей кремнистых организмов следующие (в *мм*): диатомовых водорослей — 0,2—0,02, радиолярий — 0,25—0,05, силикофлагеллят — 0,1—0,02, карбонатных планктонных фораминифер — 0,25—0,05, кокколитофорид — мельче 0,01 (рис. 7). В высоких широтах господствует поставка более тонкого кремнистого материала (в основном $< 0{,}01$ *мм*), который как бы компенсирует в соответствующих зонах нехватку тонкого терригенного материала. В области карбонатного осадконакопления поступают частицы размером более 0,05 *мм*. Дисперсионные системы фитопланктона и зоопланктона тесно связаны между собой пищевыми цепями, которые влияют на сохранность панцирей и скорость их осаждения на дно.

Таким образом, дисперсная система океана определяется сложным сочетанием процессов жизнедеятельности организмов и поступления минерального материала, а также ряда иных факторов. Так как взвесь представляет собой тонкодисперсный материал, особенно большое значение приобретают процессы сорбции и десорбции, а также соосаждения.

Удельная поверхность естественных сорбентов взвеси характеризуется следующими цифрами (в $м^2/г$): современные диатомовые водоросли морские — 90—120, пресноводные — 120, ископаемые диатомиты — 22, силикагель — 100—400, апатит зубов и костей рыб (внутренняя поверхность) — 100—200. Еще больше значения удельной поверхности для некоторых образований в донных осадках. Например, для филлипсита из экваториальной части Тихого океана удельная поверхность оказалась равной 402 $м^2/г$, т. е. почти в 2 раза выше, чем у силикагеля. Средняя площадь поверхности 1 г осадка составляет 5—40 $м^2$ (Kulp, Carr, 1952).

Площадь поверхности частиц взвеси, находящихся под 1 $м^2$ океана, без учета коллоидной части составляет более 40 тыс. $м^2$, а с коллоидной — сотни тысяч квадратных метров (Лисицын, 1964). Все это приводит к заключению, что перенос вещества взвесью в сорбированном виде имеет большое значение.

В истории океанских дисперсий важную роль играет также система биофильтра. Как минеральные, так и органические частицы во взвеси служат объектом фильтрации планктонными и бентическими организмами. Дафнии улав-



А — отложение, размыв и перенос частиц разной крупности в водной среде (Heezen, Hollister, 1971). *Б* — зависимость первой критической скорости ветра от диаметра частиц снега и осадочного материала (Звонков, 1962): *1* — по данным Сундборга; *2* — по данным Багнолда; *3* — по теоретической формуле В. В. Звонкова для песка; *4* — то же, для снега. *В* — крупность частиц и основных типов осадков (вверху); горизонтальный относ частиц при осаждении на 100 *м* под действием течения скоростью 10 *см/сек* (внизу): *1* — зубы акул; *2* — ушные косточки китов; *3* — обломки костей рыб; *4* — глубоководные илы; *5* — радиолярии; *6* — силикофлагелляты; *7* — фораминиферы; *8* — птероподы; *9* — спикулы губок; *10* — диатомеи; *11* — кокколиты; *12* — глубоководные глины; *13* — диатомовые илы; *14* — фораминиферовые илы; *15* — терригенный материал; *16* — вулканогенные осадки; *17* — береговые пески; *18* — аэрозоль (стратосферный); *19* — аэрозоль (локальный и тропосферный); *20* — айсберговые осадки. *Г* — зависимость скорости осаждения частиц в атмосфере от диаметра частиц (Лавренчик, 1965)

Р и с. 7. Крупность частиц осадочного материала и влияние течений в водной и воздушной среде на их перенос и отложение

ливают частицы более мелкие (до 0,3—0,4 *мкм*), чем обычные мембранные фильтры. Наиболее распространенные в океанах организмы зоопланктона — копеподы улавливают частицы размером более 1,5 *мкм*, а в бореальных водах — более крупные (3—9 *мкм*). Под полями развития фитопланктона плотоядные животные образуют как бы живую сеть, которая улавливает основную массу фитопланктона и утилизирует ее органику, захватывая при этом и минеральную взвесь. Процессы биофильтрации не прекращаются и в глубинных водах, а также на дне.

На мидиевых банках Черного моря 1 $м^2$ колонии отфильтровывает за сутки 700—1000 $т$ воды. При среднем содержании взвеси в воде ее осаждение за год биофильтрацией составит 1—2 $т$ на каждый 1 $м^2$ колонии! Мидии улавливают частицы размером меньше 1 *мкм* (Воскресенский, 1958; Кудинова-Пастернак, 1951).

Гранулометрический состав взвеси. До недавнего времени о крупности частиц взвеси имелись лишь самые приблизительные данные. Так, Барт (Burt, 1948) считал, что частицы в тропической части Тихого океана имеют диаметр меньше 0,4 *мкм*. По данным Виртки, средний диаметр частиц взвеси составляет 15 *мкм*, а по определениям Ерлова (Ierlov, 1961) — 10 *мкм*. Более подробные исследования были выполнены для вод Японской глубоководной впадины, где частицы имеют размер меньше 1 *мкм* (Sasaki a. o., 1962).

Исследованиями Института океанологии установлено, что гранулометрический состав взвеси весьма разнообразен, он существенно

меняется в пространстве и по глубине и связан с рядом закономерностей.

Взвесь из поверхностного слоя изучена методами водного комбинированного анализа, так же как и донные осадки. Это впервые открывает возможность прямого сопоставления крупности частиц осадков и взвеси. Для глубинных слоев определения крупности частиц взвеси выполнены с применением микроскопии и методов гидрооптики (Лисицын, 1968б).

Распределение частиц взвеси по крупности далеко не беспорядочно, имеются определенные закономерности и связи с физико-географической обстановкой.

Главную часть взвеси составляет пелитовый материал ($< 0{,}01$ *мм*) — его обычно более 90%, а в некоторых местах и более 99%. Лишь в редких случаях содержание этой фракции снижается до 70%. Среди различных по крупности фракций пелита фракции 0,01—0,005 и 0,005—0,001 *мм* обычно составляют 10—20, редко 30—40%. Наиболее тонкая, субколлоидная (мельче 0,001 *мм*) фракция содержится во взвеси в количестве от 30 до 90% и более.

Для распределения субколлоидной фракции взвеси типичны высокие содержания вдали от берегов, причем и здесь они подвержены изменениям.

Например, к югу от Австралии, у берегов Антарктиды, субколлоидный материал составляет 30—50% от взвеси, в то время как в северной части океана его содержание почти в 2 раза выше.

Существует распространенное заблуждение, что в составе субколлоидной части осадков и взвеси постоянно преобладают глинистые минералы. В сложении субколлоидной части взвеси почти повсеместно в океанах и морях (кроме прибрежных их зон) глинистые минералы имеют подчиненное значение, они буквально забиваются огромными количествами частиц-эфемеров, которые растворяются на глубинах и не достигают дна. В глубинных слоях и на поверхности осадка происходит «очистка» взвеси от этих нестойких компонентов, что и приводит к относительному росту содержания глинистых и тонкодисперсных минералов в осадке.

Количество разбавителей и их состав, а также видовая принадлежность детрита меняются в соответствии с климатической зональностью: в поясах кремненакопления (Лисицын, 1966б) преобладает кремнистый детрит, в зонах карбонатонакопления — карбонатный, а местами перидиниевый, в Аданском заливе и Красном море — материал синезеленых водорослей.

При осаждении происходит трансформация исходного гранулометрического состава взвеси, связанная главным образом с процессами растворения нестойких частиц. Таким образом, в гранулометрическом составе взвеси с глубин прослеживается то в более четком, то в искаженном виде влияние как климатической, так и вертикальной зональности.

Сопоставление гранулометрического состава взвеси и донных осадков из одних и тех же районов Мирового океана. Такие сопоставления в настоящее время стали возможными для двух обширных районов Мирового океана — для южной части Индийского и для экваториальной и южной частей Тихого океана (Лисицын, 1960; Лисицын, Богданов, 1968б; Богданов, 1968). Основные выводы из этих сопоставлений следующие.

1. Во всех рассмотренных случаях взвешенный материал значительно тоньше, чем даже наиболее тонкие осадки, отложившиеся на океанском дне в спокойной обстановке, что видно по большому содержанию фракций меньше 0,01 и 0,001 *мм*. Очевидно, во всех случаях значительная часть тончайшего взвешенного материала, встречающегося на поверхности, не достигает дна из-за растворения в толще вод. Для тонкодисперсных обломочных минералов процессы растворения в толще вод, как показали детальные исследования взвеси, практически исключаются. Искажение гранулометрических профилей осадков сравнительно со взвесью в наиболее тонких их частях, несомненно, связано с растворением тонкого детрита диатомовых водорослей в толще вод, как это

▶

Р и с. 8. Гранулометрический состав донных осадков и взвеси морей и океанов (песчано-алевритовые фракции)

I. **Распределение песчаной (от 1 до 0,1 *мм*) фракции в %:** *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — менее 10 (без подразделений); *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 50; *6* — более 50.

На врезках — содержание песчаной фракции в %:

А (эту врезку см. на стр. 48). Ледовая зона (Индийский сектор Антарктики): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 50; *5* — от 50 до 70; *6* — от 70 до 90; *7* — более 90. Цифры — фактические значения.

Б. Депрессия Бауэр и Перуанская котловина: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 50; *6* — более 50.

В. Холодная часть гумидной зоны (Берингово море): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 50; *5* — от 50 до 70; *6* — более 70.

II. **Распределение алевритовой (0,1—0,01 *мм*) фракции в %:** *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — более 30 (без подразделений); *4* — от 30 до 50; *5* — более 50.

На врезках:

А. Содержание песчаного и крупноалевритового материала в сепарационной взвеси из поверхностных вод в %: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 2; *3* — от 2 до 5; *4* — более 5.

Б — В. Донные осадки. Содержание алевритовой фракции в %:

Б (эту врезку см. на стр. 49). Ледовая зона (Индийский сектор Антарктики): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — более 50. Цифры — фактические значения.

В. Холодная часть умеренной зоны (Берингово море): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70; *5* — более 70

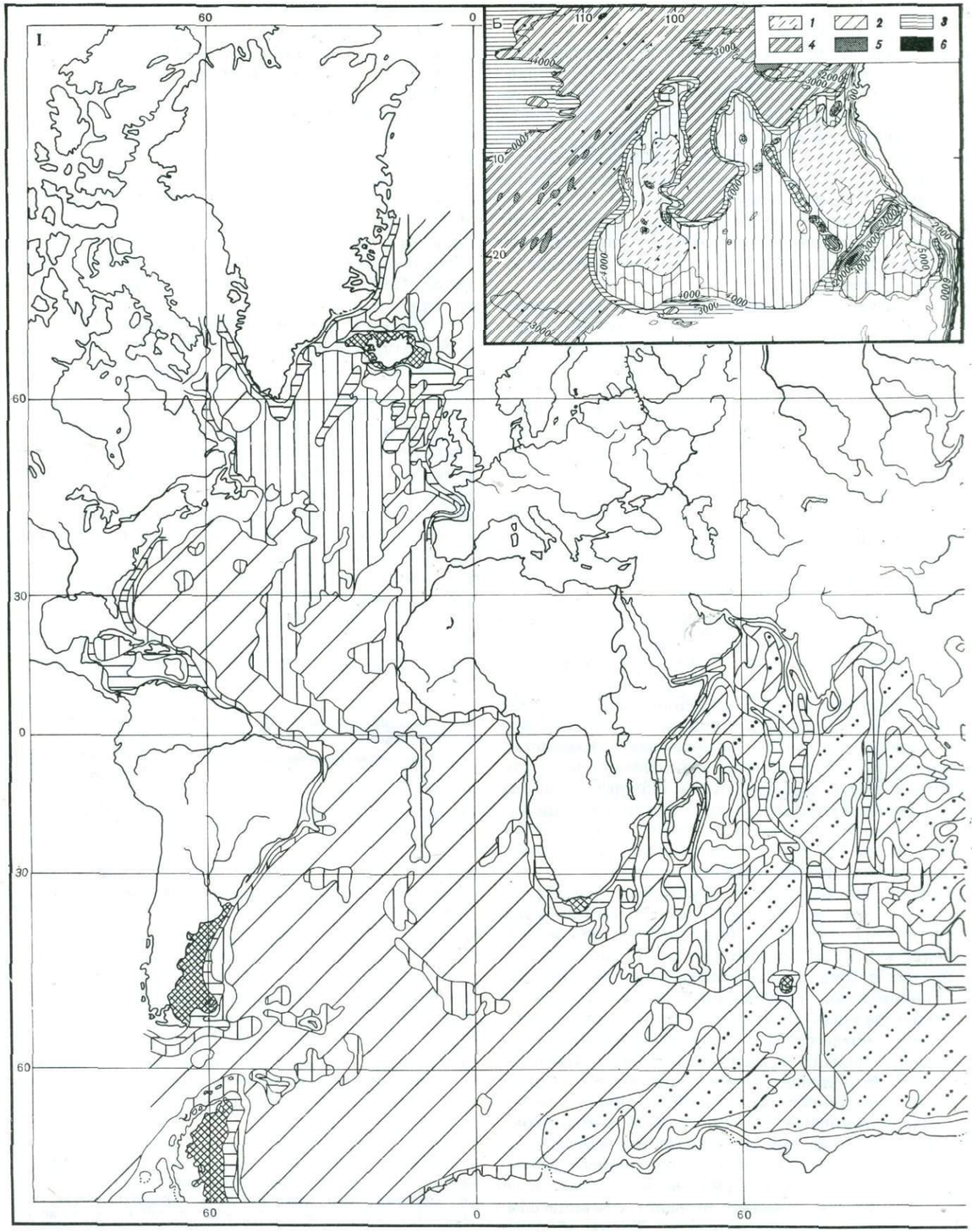
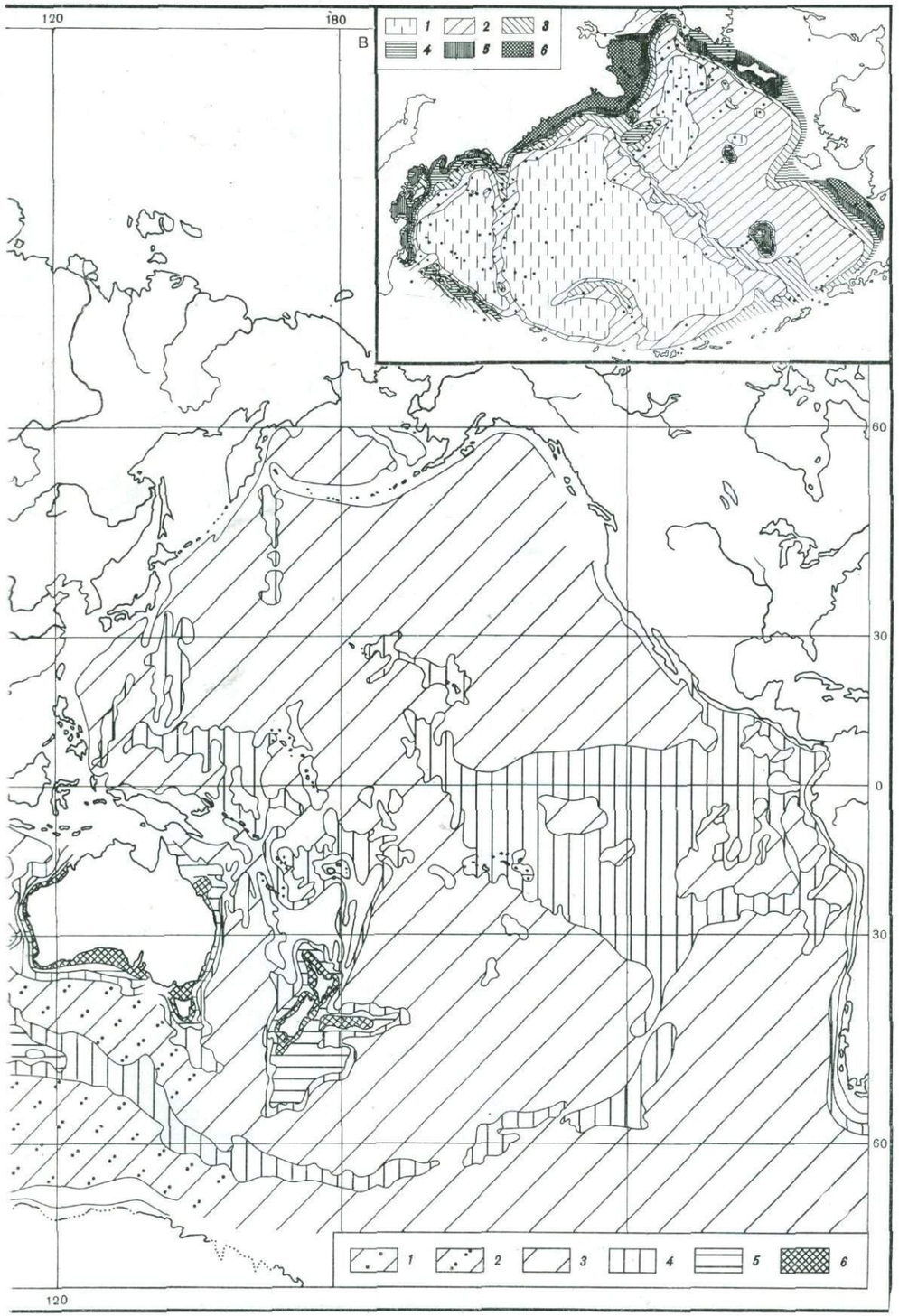

I
Б
1
2
3
4
5
6
60
0
30
60
110
100
120
60
0
60

Рис. 8, *I*


120
180
В
1
2
3
4
5
6
60
30
0
30
60
120

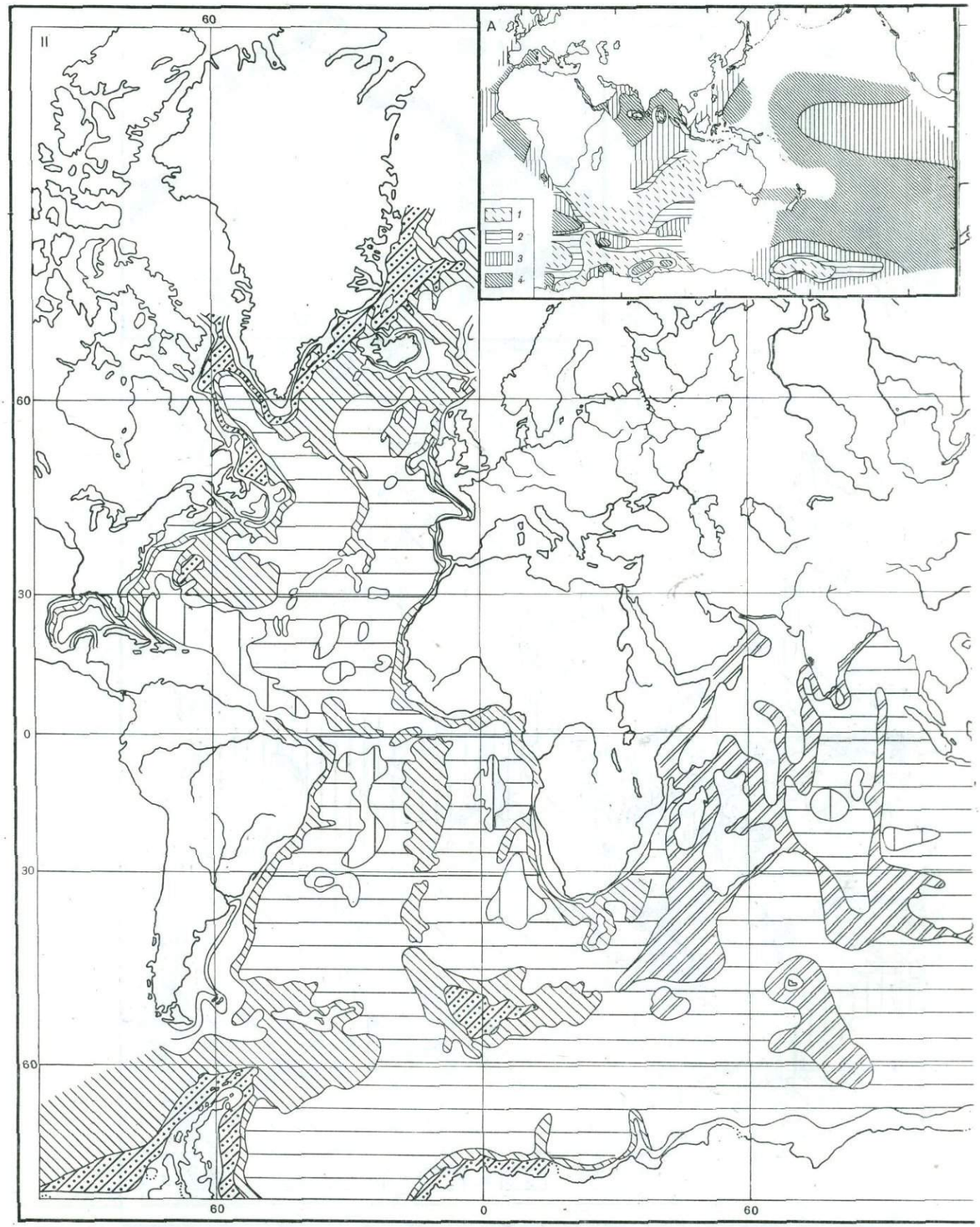
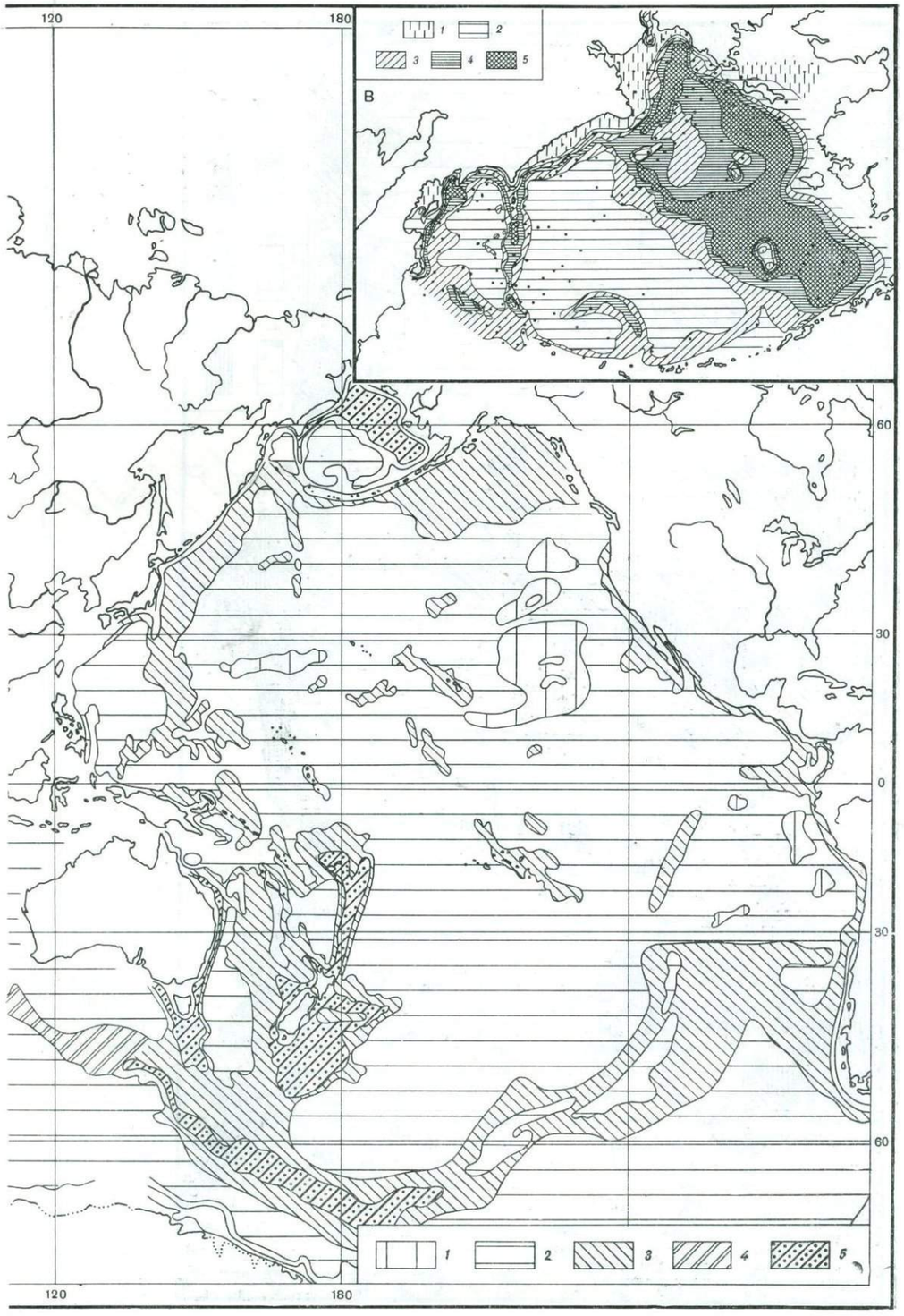
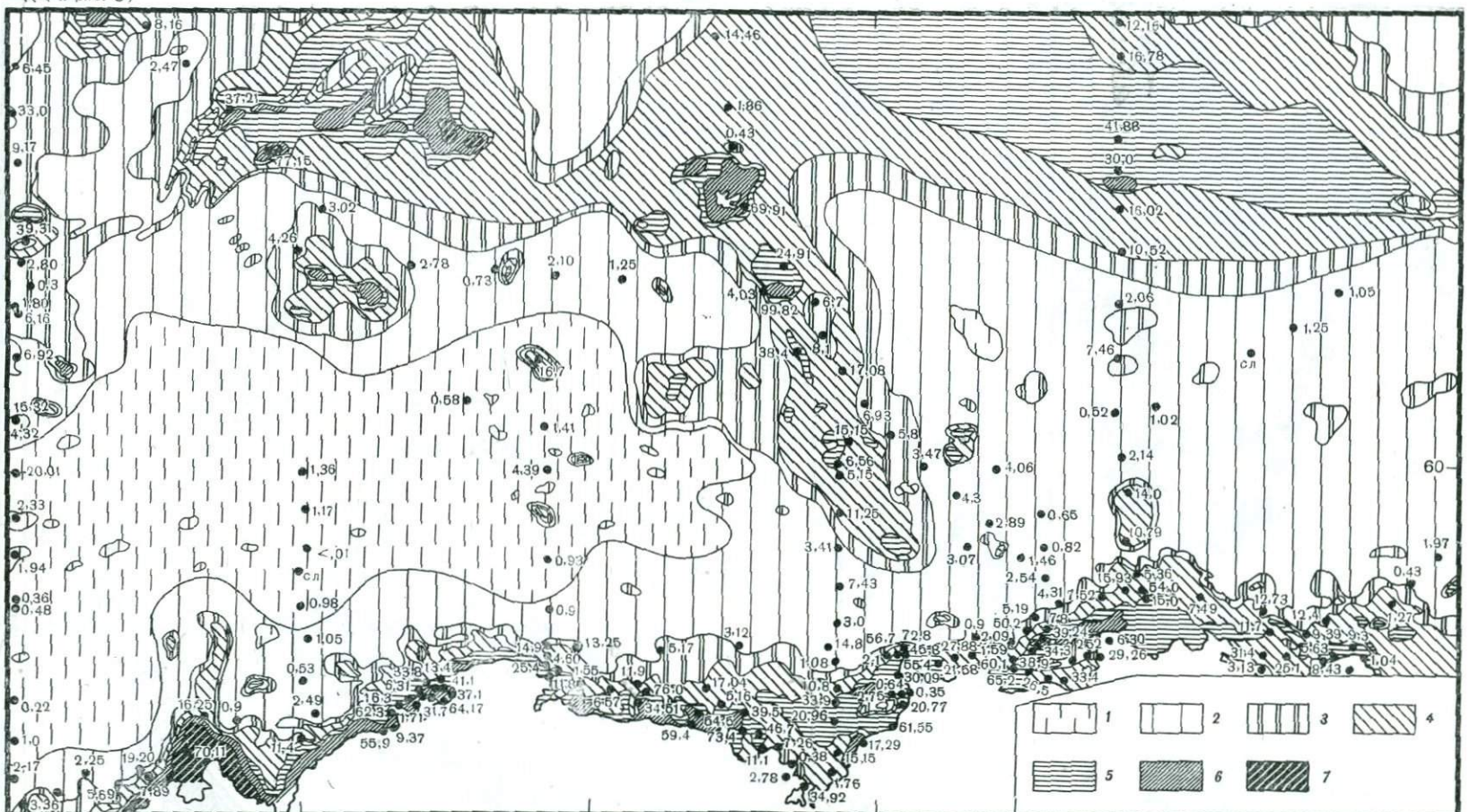


Рис. 8, *II*

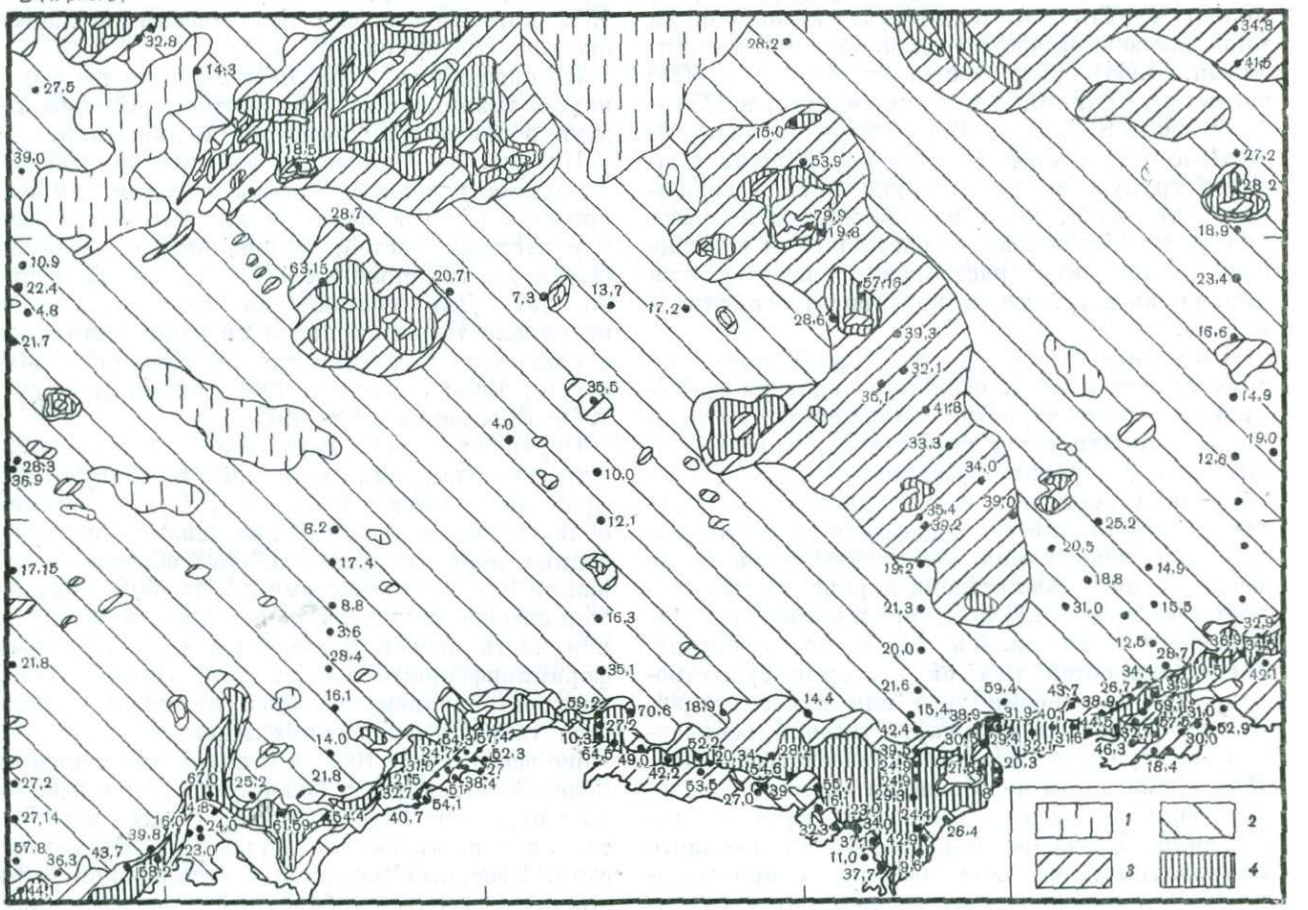


А (к рис. 8)



Врезка к рис. 8, *I*

Б (к рис. 8)



Врезка к рис. 8, *II*

было ранее прослежено с помощью мембранных ультрафильтров в Курило-Камчатской впадине (Лисицын, 1955), а затем на огромном материале по взвеси Антарктики (Козлова, 1964).

2. В области с незначительной сортировкой осадочного материала при отложении его на дне (выровненные участки океанских котловин и другие естественные отстойники) гранулометрические составы взвеси и донных осадков из соответствующих районов очень близки между собой, причем взвесь, как уже указывалось, несколько тоньше донного осадка; гранулометрически профили взвеси без больших изменений проектируются на морском дне в поверхностном слое донных осадков. Совпадение гранулометрических профилей осадков и взвеси достаточно ясно для пелагических айсберговых и диатомовых отложений. Иное дело в области развития фораминиферовых осадков, где профили взвеси и осадков отличаются в некоторых случаях очень сильно, когда постоянно в осадках больше крупного материала, чем во взвеси. Это обусловлено большими размерами планктонных фораминифер, составляющих основу донных отложений, а также тем, что фораминиферы наибольшего развития достигают в подповерхностных слоях воды и не попадают в пробу взвеси с поверхности. Изучение взвешенного материала, собранного на вертикальных разрезах в пределах верхних 200 *м*, подтверждает это положение.

3. В местах сортировки осадочного материала течениями и волнами, например на шельфе Антарктики, гранулометрические профили взвеси и осадков, полученных из одних и тех же мест, очень резко отличаются, что связано с выносом тонких частиц в процессе сортировки осадочного материала (взвеси) на шельфе и обогащения осадков за счет этого более грубым материалом.

Главная причина тонкости взвеси по сравнению с донными осадками из тех же частей океана состоит в растворении тонкого материала взвеси при ее осаждении на дно. О масштабах этого процесса, особенно важного для наименее стойких частей осадочного материала — орга-

нического вещества, $CaCO_3$, $SiO_{2аморфн}$ и др., можно судить по подсчетам, выполненным мной для южной части Индийского океана (Лисицын, 1964). Дна достигает 1/3000—1/5000 часть $C_{орг}$ (0,02—0,03% от исходного) и 1/50—1/250 часть $SiO_{2аморфн}$ (0,4—2% от исходного). Донные осадки представляют собой лишь наиболее грубую и устойчивую часть взвешенного материала, значительная же часть взвеси (а в ряде мест основная) растворяется в толще вод, и продукты растворения, не достигая дна, вновь вступают в круговорот вещества в океане.

Донные осадки. Гранулометрический анализ донных осадков — одна из традиционных характеристик отложений, которая широко используется для разнообразных геологических построений. Давно замечено, что на подводных поднятиях осадочный материал грубеет, более тонкий откладывается в относительных понижениях дна. Эта зависимость после исследований Хьюльстрема и ряда других авторов (см. рис. 7,*А*) получила и количественное выражение. Появилась возможность определения скоростей течений, которые существовали при отложении того или иного осадка. Стали появляться даже карты течений, основанные на изучении гранулометрического состава. В то время почти не обращали внимания на гетерогенность состава различных фракций отложений. И сейчас ведутся работы сходного направления, которые обычно сопровождаются применением современной техники — ЭВМ и математической статистики. Однако при этом упускается из вида, что исходная крупность осадочного материала, поставляемого в водоемы, меняется в зависимости от зональности (см. рис. 4), а также от местных условий, что в сложении осадка кроме флювиогенного материала, поступающего с берегов, участвует также материал эоловый и айсберговый, а в ряде мест и вулканогенный, которые «проскакивают» пояса сортировки в прибрежной зоне шельфа. В пелагических частях водоемов на поверхности возникает большое количество биогенного (карбонатного и кремнистого) материала, крупность панцирей которого не связана с динамическими условиями. На дне идет трансформация исходного спектра крупности как в сторону его укрупнения (образование зерен филлипсита, микро- и макроконкреций и др.), так и в сторону измельчения (в основном за счет растворения карбонатного материала на глубинах, близких к критическим, а также растворения арагонита и магнезиального кальцита в верхних слоях водной толщи, до 2 тыс. *м*). Наконец, широким распространением на дне пользуются не современные, а древние осадки, которые занимают около 70% шельфа (Creager, Stenberg, 1972), а также около 10—15% поверхности дна пелагических областей океанов (Безруков, 1976).

Из сказанного ясно, насколько много трудностей возникает при корректном решении задачи о связи гранулометрии и динамики.

На рис. 8—9 показаны фактические данные о крупности донных осадков и взвеси для Мирового океана в целом и для его отдельных характерных частей, основанные на работах Института океанологии АН СССР за последние 25 лет. Для составления карт выполнено несколько тысяч анализов по единой методике с контролем под микроскопом (Безруков, Лисицын, 1966; Лисицын, 1966а; Лисицын и др., 1966; Емельянов и др., 1975).

Обращает на себя внимание то, что наибольшие концентрации песчаной и алевритовой фракций тяготеют к берегам, в пелагических областях их меньше 10%, за исключением подводных поднятий, где наиболее обычны содержания 10—30%, а местами и более 50%. Микроскопическое исследование показывает, что главная часть песков связана здесь с биогенным фораминиферовым материалом. Значительным распространением песчаный материал пользуется также в отложениях ледовых зон, где его чаще всего около 10%, а местами на поднятиях более 30%, иногда и более 50%. Даже небольшие перепады глубин приводят здесь к значительному повышению содержания песчаных частиц. Песчаный материал в прибрежной части аридных зон — карбонатный (ракушечники, кораллы и др.). В экваториальной зоне наиболее распространены илистые отложения на шельфах, песчаный материал редок и сложен в основном биогенными частицами.

Для распределения алевритовой фракции (0,1—0,001 *мм*) характерно то, что среднее ее содержание в пелагических осадках обычно не падает ниже 10—30%, а часто составляет и более 30%. Это определяется гетерогенностью алевритового материала, которая обусловлена размерами исходных частиц биогенного материала (диатомовые водоросли, фораминиферы, радиолярии, силикофлагелляты), и тем, что значительная часть айсбергового, вулканогенного и аутигенного материала попадает в эту фракцию. Увеличение крупности алевритового материала на поднятиях прослеживается во всех зонах, но состав частиц резко различный: в ледовых зонах обломочный, в аридных — карбонатный, в гумидных — диатомово-радиоляриевый и обломочный. Особенно интересно распределение алевритового материала в ледовых зонах, куда флювиогенный материал не поступает.

Главную часть пелагических отложений составляет пелитовая фракция (мельче 0,01 *мм*),

содержание которой, как правило, более 70%, но на подводных поднятиях и в верхней части материкового склона быстро снижается до менее 30%. Пелитовая фракция так же гетерогенна, как и более крупные: в одних зонах она целиком состоит из терригенного флювиогенного материала, в других — из эолового, а также из айсбергового, а на значительных площадях — из карбонатного (кокколитофориды и тонкие обломки — кристаллиты фораминифер, особенно во фракции 0,005—0,001 *мм*) и кремнистого детрита (во фракции 0,01—0,001 *мм*). В областях развития металлоносных осадков существенную роль играют гидроокислы железа и марганца. Чаще всего в сложении пелитовой фракции конкретных районов участвует одновременно несколько видов материала в разных сочетаниях. Сама возможность поступления материала того или иного состава, как нетрудно понять, определяется общими закономерностями его распределения в океане, т. е. связана с законами зональности.

Распределение концентрации пелитовых частиц (<0,01 *мм*), например, подчинено следующим закономерностям: 1) общее увеличение по мере удаления от суши в бескарбонатных осадках (т. е. по горизонтали); 2) уменьшение при переходе от бескарбонатных осадков к карбонатным (при уменьшении глубин, через критическую глубину, т. е. по вертикали); 3) увеличение, при прочих равных условиях, на относительно ровных участках и уменьшение на поднятиях; 4) резкое уменьшение в местах с повышенной активностью вод; 5) максимальная концентрация в аридных зонах, где имеет место минимальная биологическая продуктивность.

Вклад терригенного материала в сложение самой тонкой (субколлоидной) фракции несколько выше, чем в сложение пелитовой, что связано со снижением стойкости частиц биогенного детрита при его измельчении.

Динамические факторы, действующие в океанах, далеко не во всех случаях оказываются достаточно мощными, чтобы привести крупность осадочного материала в соответствие с динамическими условиями, рассортировать исходный осадочный материал. Так, например, они не могут рассортировать тонкий пелитовый материал, подаваемый в прибрежные области Амазонкой, Ориноко, Гангом и рядом других крупных тропических рек. В результате здесь возникают аномальные для других зон и типичные для экваториальной зоны участки развития пелитовых осадков близ берегов; местами они закрепляются мангровой растительностью (Лисицын, 1974б).

Динамические факторы, действующие на шельфе Антарктиды, также недостаточно мощны для того, чтобы рассортировать крупный материал, поставляемый сюда ледниками и айсбергами. Создается необычная для других зон и характерная для ледовой разновидность плохо отсортированных, обогащенных крупным обломочным материалом отложений.

Зональность поставки терригенного материала по крупности создает как бы определенные рамки в ассортименте поставляемых в водоем фракций осадочного материала. В разные климатические зоны подается материал, резко различный по своей крупности, резко меняются и абсолютные массы каждой фракции, поставляемые с суши в разных зонах.

Выражение вертикальной зональности очень разнообразно, оно связано с вещественным составом донных осадков.

Первая, наиболее универсальная форма выражения этой зональности связана с тем, что на подводных поднятиях накапливается более крупный материал, чем в депрессиях дна. Эта закономерность давно установлена. Наибольшее значение имеет не абсолютная глубина, а относительный перепад глубин, т. е. высота поднятия или глубина понижения относительно прилежащих участков дна.

Еще ярче выражена вертикальная зональность (батиметрический контроль) крупности

▶

Р и с. 9. Гранулометрический состав донных осадков и взвеси морей и океанов в % (пелитовые фракции)

***I.* Распределение пелитовой фракции (мельче 0,01 *мм*):** *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70; *5* — более 70.

На врезках:

А. Содержание пелитовой фракции в сепарационной взвеси из поверхностных вод: *1* — менее 50; *2* — от 50 до 70; *3* — от 70 до 80; *4* — от 80 до 90; *5* — более 90.

Б — Д. Донные осадки; содержание пелитовой фракции в %:

Б. Ледовая зона (Индийский сектор Антарктики): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70; *5* — более 70.

В (эту врезку см. на стр. 56). Депрессия Бауэр и Перуанская котловина: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70; *5* — от 70 до 90; *6* — более 90. Цифры — фактические значения. см. на этой же врезке, стр. 56.

Г. Холодная часть умеренной зоны (Берингово море): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 70; *5* — более 70.

Д. Калифорнийский залив: *1* — менее 40; *2* — от 40 до 50; *3* — от 50 до 60; *4* — от 60 до 70; *5* — более 70; *6* — станции (Calvert, 1966).

***II.* Респределение субколлоидной фракции (мельче 0,001 *мм*):** *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20: *3* — от 20 до 40; *4* — более 40.

На врезках:

А. Содержание субколлоидной фракции в сепарационной взвеси из поверхностного слоя вод: *1* — менее 30; *2* — от 30 до 50; *3* — от 50 до 70; *4* — более 70.

Б — Г. Донные осадки; содержание субколлоидной фракции в %:

Б. Ледовая зона (Индийский сектор Антарктики): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 50.

В. Депрессия Бауэр и Перуанская котловина: *1* — менее 10 *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — более 50.

Г. Холодная часть умеренной зоны (Берингово море): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — более 30

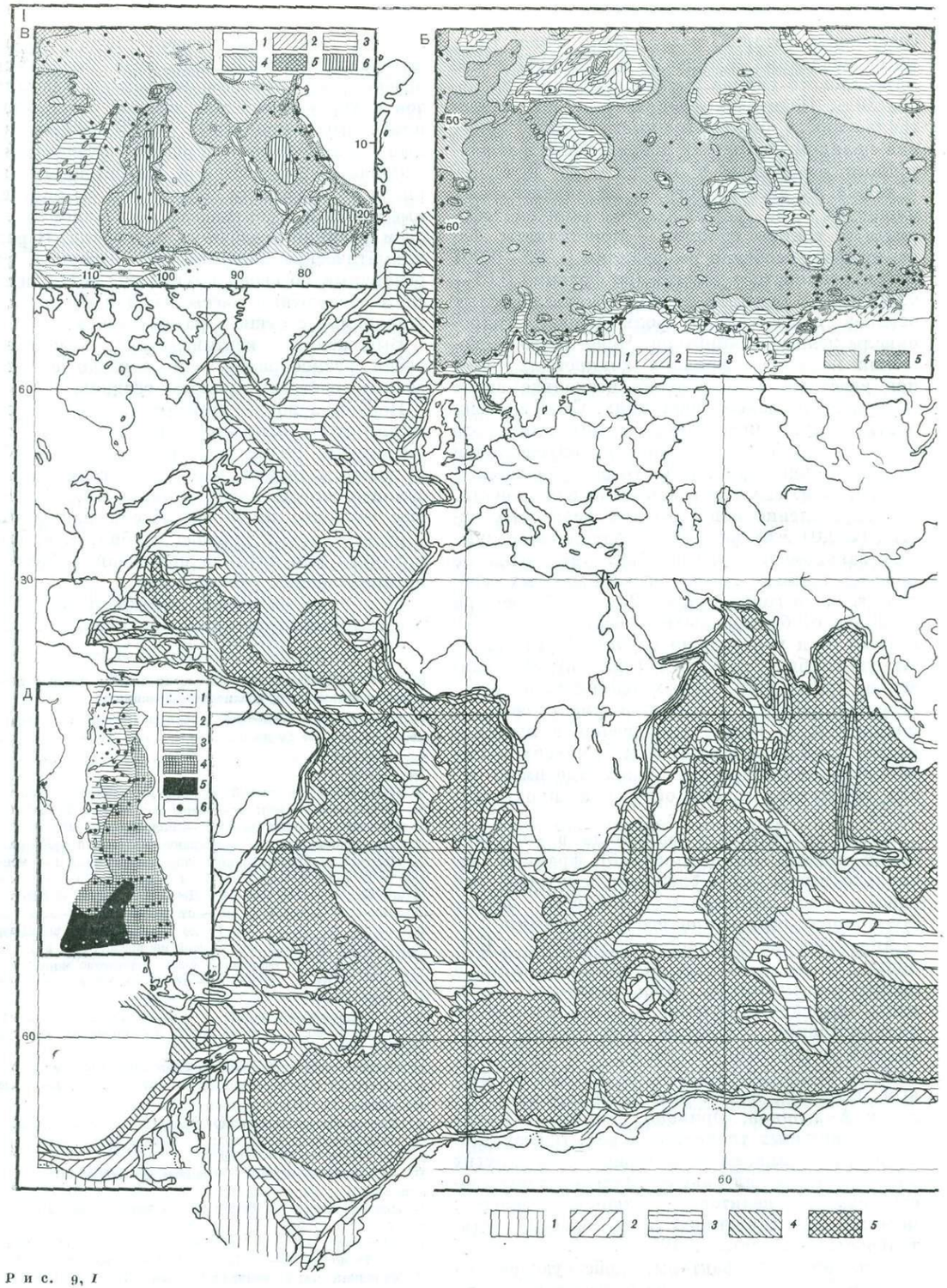
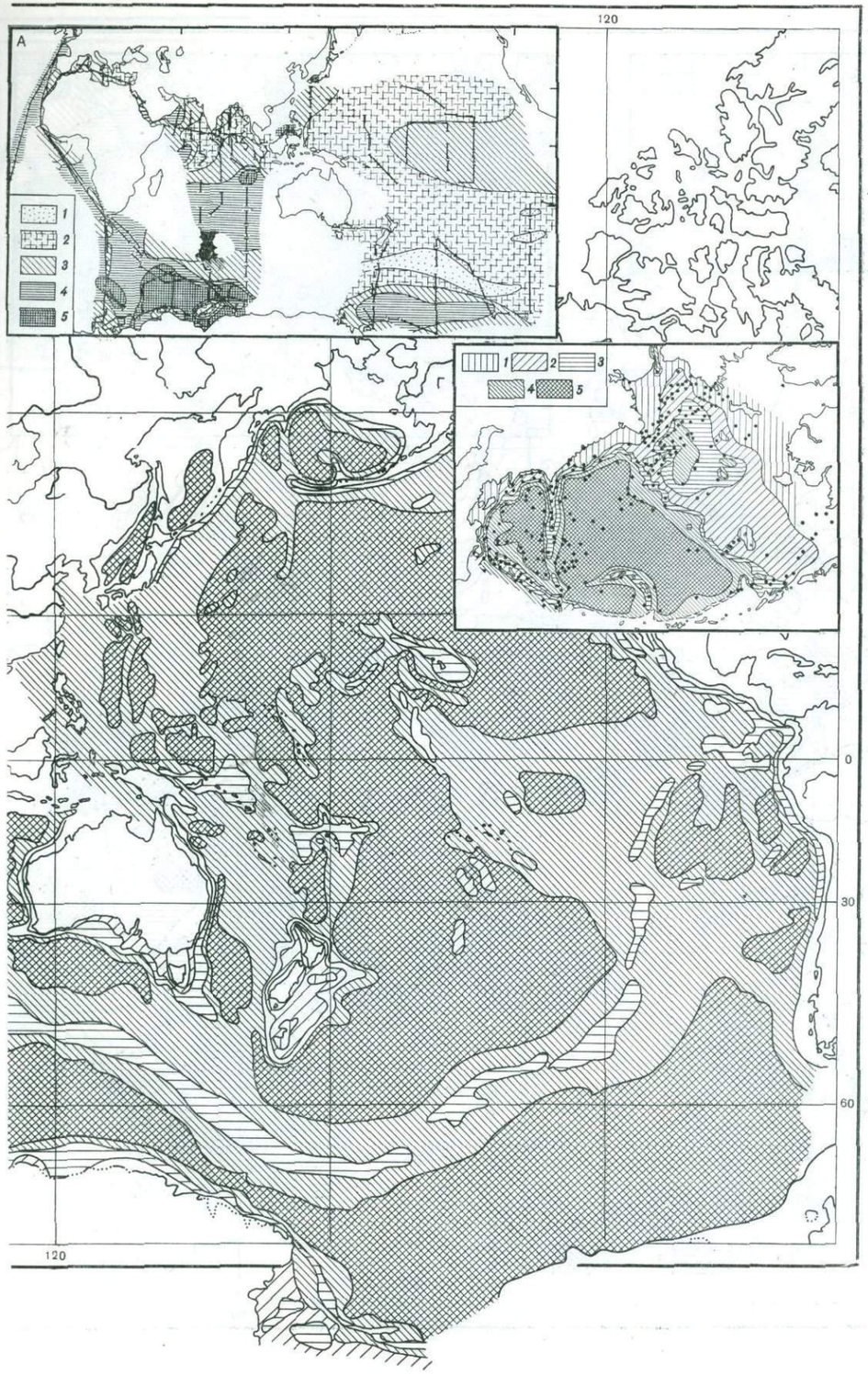

I
В
1 2 3 4 5 6
110 100 90 80
10
20
Б
50
60
1 2 3 4 5
60
30
Д
1 2 3 4 5 6
60
0 60
1 2 3 4 5

Рис. 9, *I*


120
А
1 2 3 4 5
1 2 3 4 5
0
30
60
120

II

В

Б

1 2 3 4

10

40 60 80

50

60

30

0

30

60

60

Рис. 9, II

120

А

1 2 3 4

Г

1 2 3

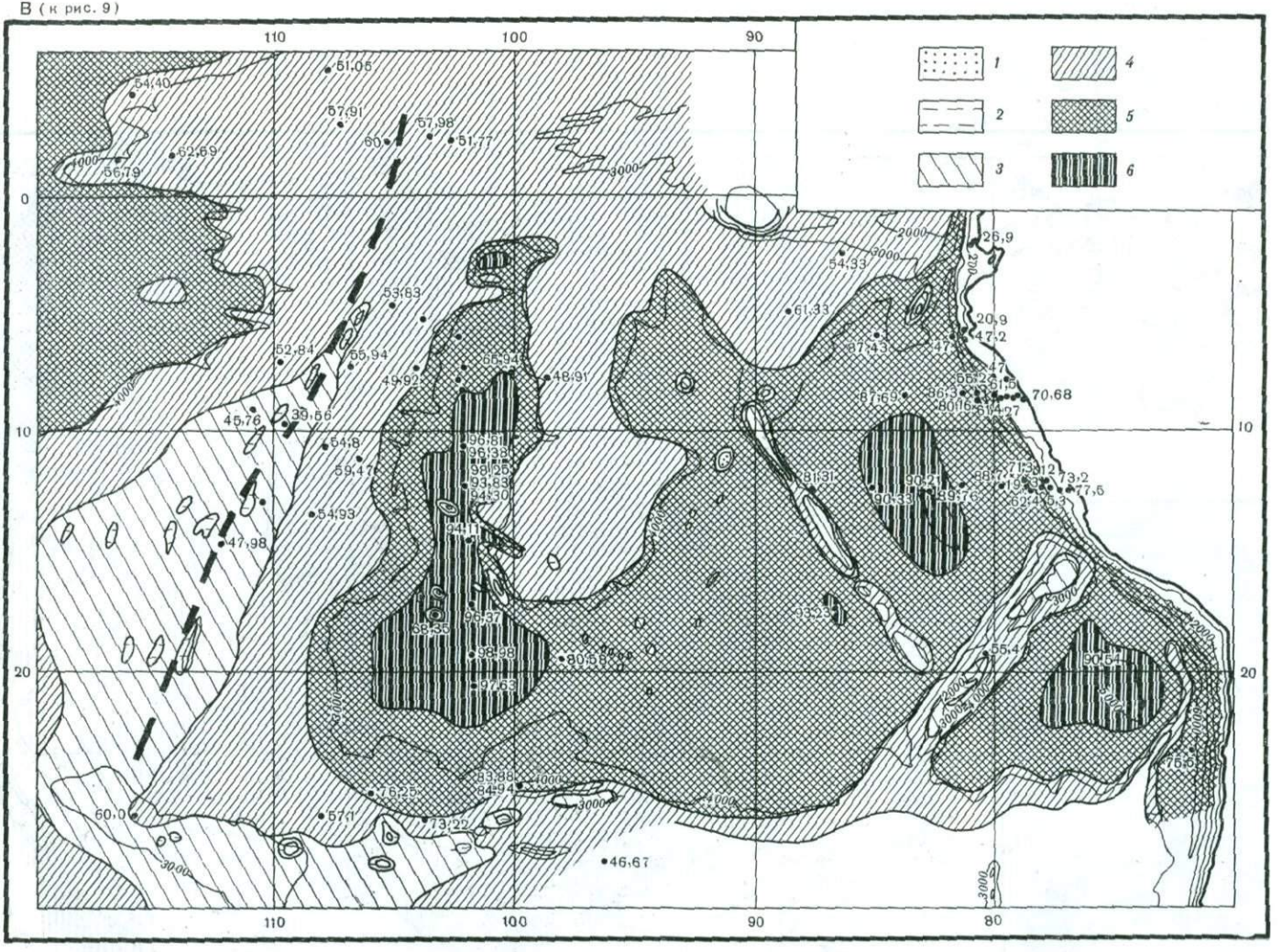
30

0

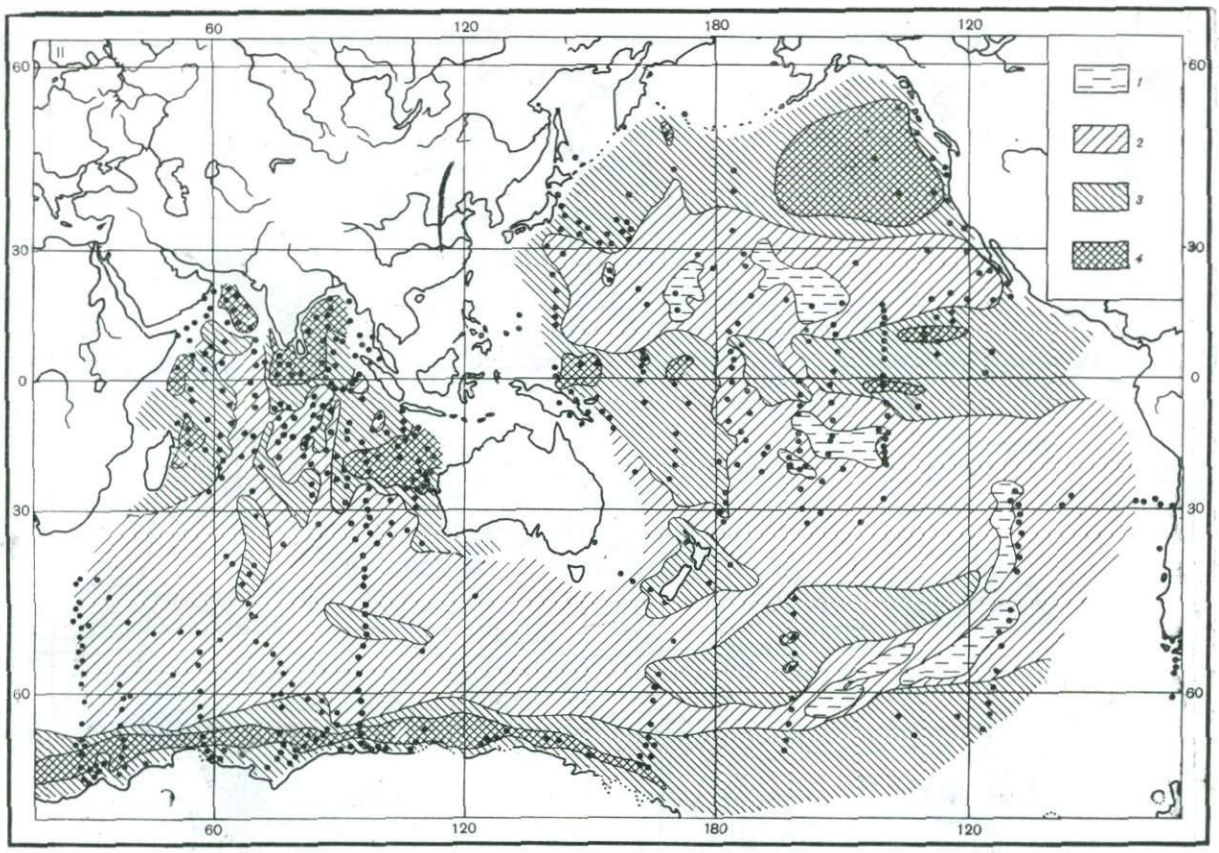
30

120

В (к рис. 9)



Увеличенная врезка к рис. 9, *I* (знак *1* и *2* объединены)



Р и с. 10. Распределение абсолютных масс пелитового (субколлоидная фракция) материала в донных осадках морей и океанов в *г/см²/1000 лет* для времени 0—0,7 млн. *лет*

1 — менее 0,02; *2* — 0,02 до 0,1; *3* — от 0,1 до 0,4; *4* — более 0,4. Точки — станции

для карбонатных отложений. Это — вторая форма проявления вертикальной зональности. При растворении (с глубин более 4000 *м*) происходит смещение вершин на гистограммах осадков из песчано-алевритовой части, соответствующей размерам целых раковинок фораминифер, в пелитовую (0,01—0,001 *мм*), соответствующую размерам составляющих их кристаллитов. Такой же батиметрический контроль, но в более слабой мере устанавливается и для кремнистых осадков. Здесь при разрушении целых панцирей размером 0,02—0,2 *мм* их остатки сосредоточиваются во фракции 0,01—0,001 *мм*, а субколлоидная фракция содержит лишь немного этого материала, что связано с резким ростом растворимости кремнезема при измельчении и с его удалением при растворении.

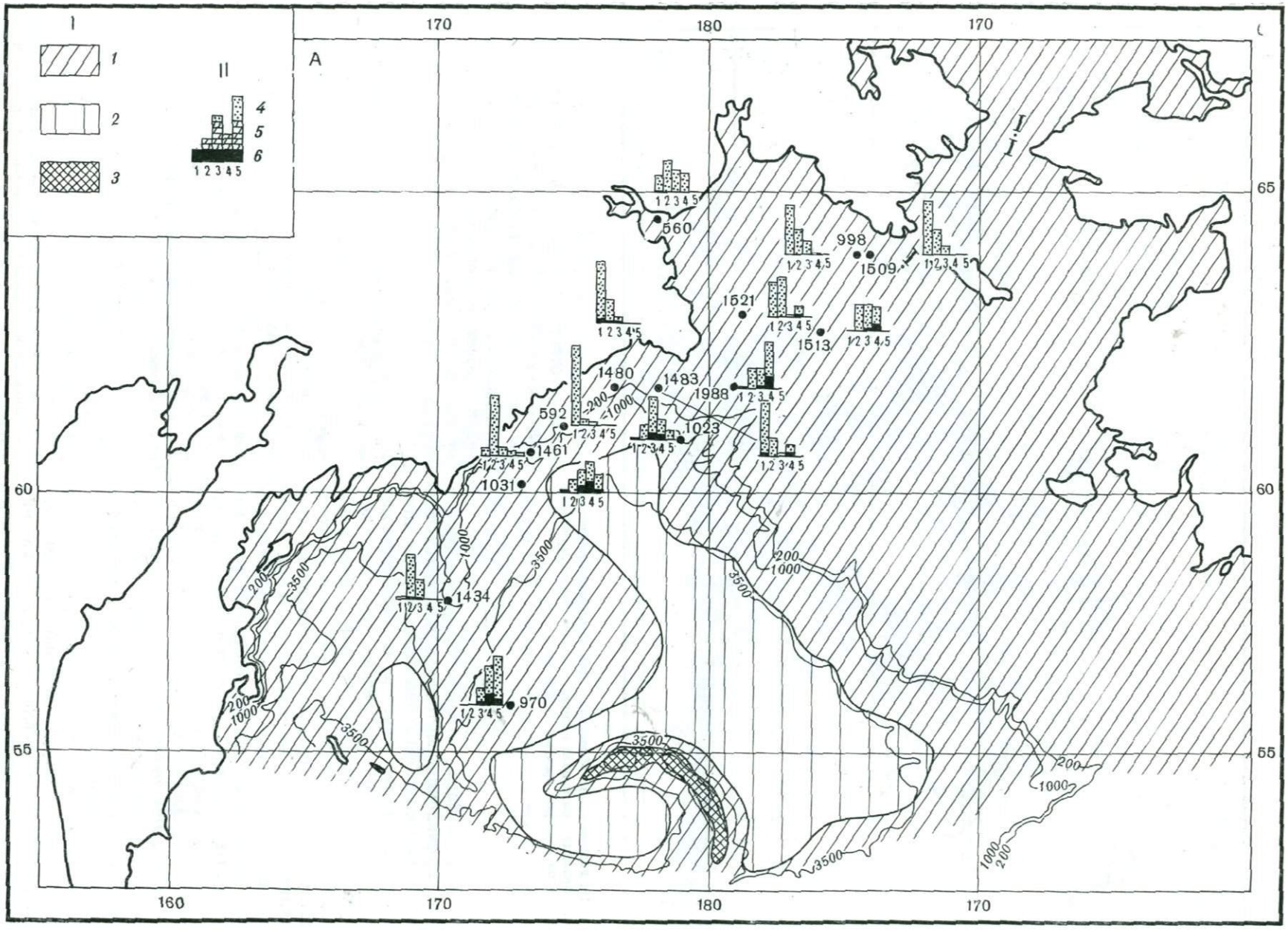
Батиметрическим контролем определяется и образование двух групп хорошо отсортированных карбонатных осадков. Первая из них встречается на подводных поднятиях (вне зоны растворения), где материал осадков по крупности соответствует исходным размерам раковинок фораминифер. Вторая — в пределах зоны растворения, где раковинки фораминифер распадаются, что и приводит к удалению из осадка песчано-алевритового материала, сокращению ширины спектра, улучшению сортировки осадка.

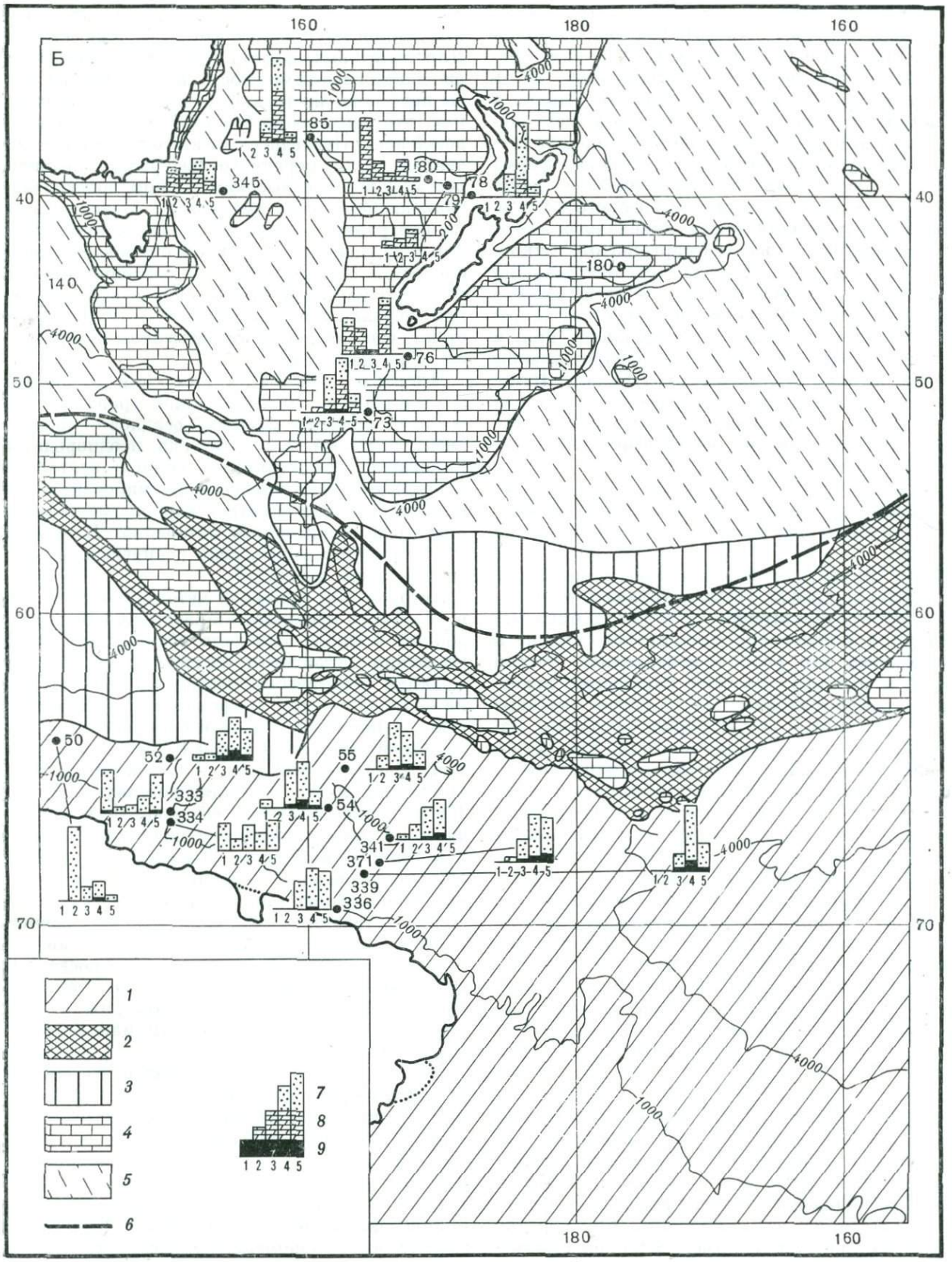
Р и с. 11. Генетическая гранулометрия донных осадков умеренной и ледовой зон

А — Берингово море. *Основные вещественно-генетические типы осадков: 1* — терригенные; *2* — кремнистые; *3* — карбонатные; точки с цифрами — станции, для которых построены генетические гистограммы. *Генетические гистограммы (4—6).* Размеры фракций показаны на оси абсцисс, содержание фракций в % на оси ординат: *4* —терригенный материал; *5* — биогенный карбонатный; *6* — биогенный кремнистый (диатомовый). Фракции под гистограммами: *1*— более 0,1; *2* — от 0,1 до 0,05; *3* — от 0,05 до 0,01; *4* — от 0,01 до 0,001; *5* — менее 0,001 *мм*.

Б — южная часть Индийского и Тихого океанов (к югу от Новой Зеландии). *Основные вещественно-генетические типы осадков (1—6): 1* — айсберговые, *2* — кремнистые (более 30% аморфного кремнезема); *3* — переходные карбонатно-кремнистые; *4* — фораминиферовые; *5* — красные глубоководные глины; *6* — граница антарктической конвергенции; точки с цифрами — станции, для которых построены генетические гистограммы.

Генетические гистограммы (7—9): 7 — терригенный материал; *8* — биогенный карбонатный; *9* — биогенный кремнистый (диатомовый)


I
1
2
3
II
4
5
6
1 2 3 4 5
A
170
180
170
65
60
55
160
170
180
170
560
998
1509
1521
1513
1480
1483
1988
592
1461
1023
1031
1434
970
200
1000
3500


Б
160
180
160
40
50
60
70
85
345
180
78
79
180
140
76
73
50
52
55
333
334
54
341
371
339
336
1 2 3 4 5
1 2 3 4 5
1 2 3 4 5

Для терригенных осадков наибольшее значение имеет первая форма батиметрического контроля, связанная с рельефом дна, поскольку терригенный материал по всей ширине гранулометрического спектра отличается очень высокой стойкостью к растворению. Однако в областях распространения красных глубоководных глин для терригенного материала может быть установлена еще одна, новая форма связи с вертикальной зональностью — изменение исходного гранулометрического состава в связи с диагенетическим минералообразованием (филлипсит, железо-марганцевые микроконкреции и др.). Области распространения красных глубоководных глин в свою очередь связаны с климатической зональностью (встречаются только в зоне карбонатонакопления) и с вертикальной поясностью (распространены только на сверхкритических глубинах). Изменение исходного гранулометрического состава имеет место и в океанской периферической области диагенетических изменений (восстановленные осадки).

Таким образом, в океанских осадках могут быть выделены по крайней мере три формы влияния глубины на гранулометрический состав осадков.

Роль циркумконтинентальной зональности сказывается прежде всего в усиленной поставке стойкого терригенного материала близ материков и у основания материкового склона и в снижении его роли к центральным частям морей и океанов. Поэтому нарушения исходного гранулометрического спектра, которые бывают связаны с поступлением биогенного материала, здесь (в области господства глинистого и обломочного материала) обычно минимальны. Особенно четко видна циркумконтинентальная зональность при рассмотрении абсолютных масс фракций: именно в области, прилегающей к материковым склонам, отмечаются наибольшие абсолютные массы мелкоалевритового и пелитового материала, который сбрасывается с шельфов. С циркумконтинентальной зональностью тесно связана также периферическая зона восстановленных осадков, простирающаяся обычно у основания материкового склона и по периферии океанов. Она связана с закономерностями поступления и захоронения органического вещества в осадках (Богданов и др., 1971).

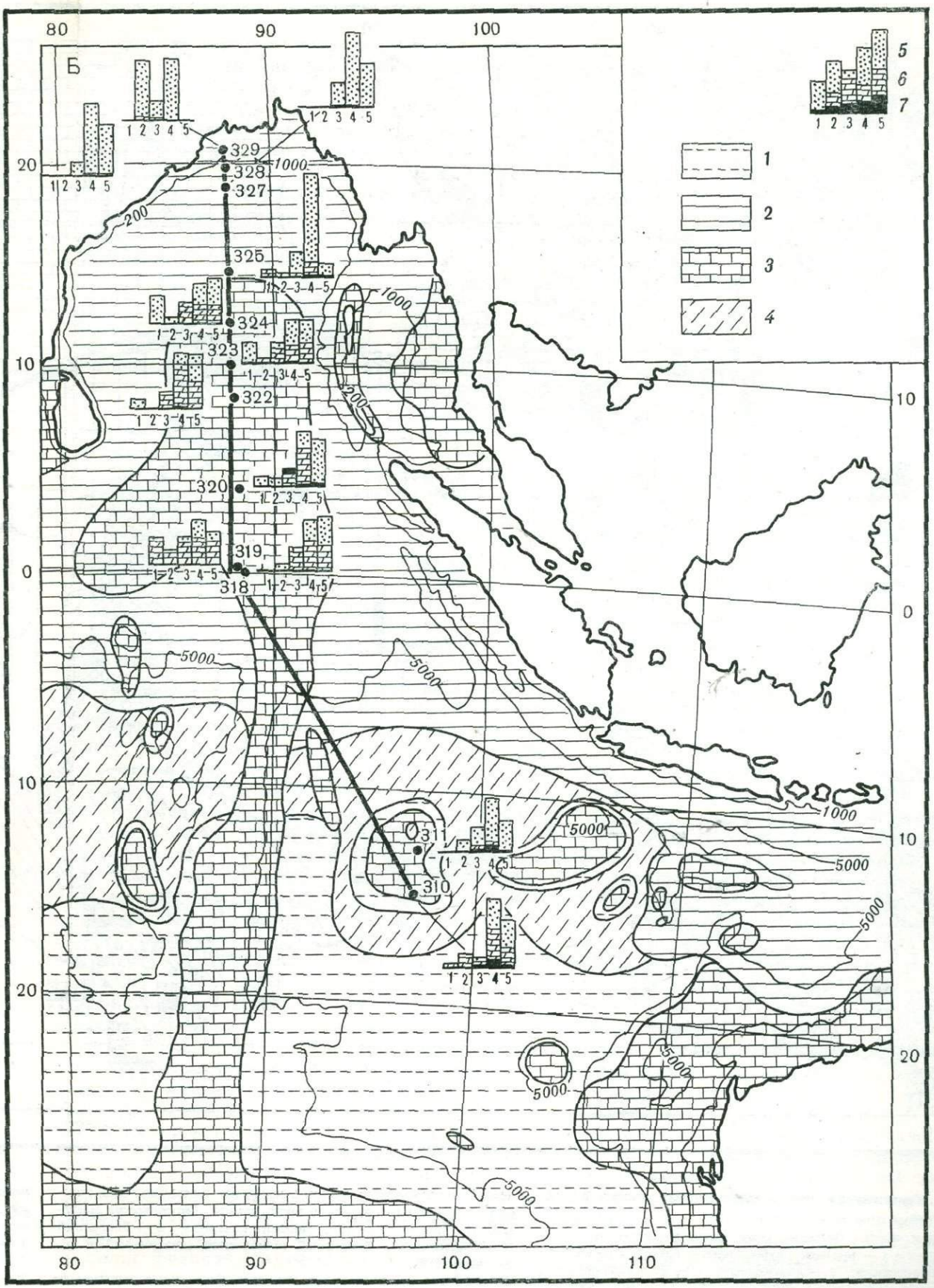
Абсолютные массы гранулометрических фракций. Для составления карт абсолютных масс фракций (рис. 10) использованы карты абсолютных масс твердой фазы и карты содержания той или иной фракции. При процентном методе выражения содержания фракций взаимосвязаны, что нередко затрудняет анализ процесса. При использовании открытой системы выражения в абсолютных массах учитывается реальный вклад частиц данной крупности в формирование осадков. Для пелитовых фракций устанавливается неожиданная закономерность: их абсолютные массы повышены не только в экваториальных зонах, что естественно было ожидать, но и в ледовой зоне. Последнее связано с тонким измельчением части моренного материала (ледниковое молоко) и с высоким темпом поступления тонкодисперсного вещества. Максимальные концентрации пелита и субколлоидной фракции совпадают здесь с полосой максимальных скоростей седиментации. В умеренных зонах, несмотря на значительные скорости седиментации, абсолютные массы пелита резко не возрастают, что связано с его невысоким содержанием в речном стоке.

Черты генетической гранулометрии. Формирование гранулометрического спектра донных осадков — процесс очень сложный и генетически неоднородный. В связи с этим возникает вопрос: нельзя ли изучить отдельно процессы формирования гранулометрических спектров карбонатного, кремнистого и терригенного материала? Каким закономерностям подвержено распределение частиц разного генезиса?

Автором был применен метод анализа $CaCO_3$ и аморфного кремнезема в различных фракциях донных осадков. Это дало возможность количественно установить содержание в каждой фракции генетически неоднородного материала — карбонатного и кремнистого. Поскольку эти два компонента вместе с минеральным материалом составляют около 100% каждой фракции ($CaCO_3 + SiO_{2\text{аморфн}}$ + терригенный материал = 100%), то, вычитая биогенную часть из 100%, можно получить содержание в каждой фракции минерального (терригенного или вулканогенного) материала. Дальнейшие генетические подразделения делаются на основе изучения фракций под микроскопом или рентгеновскими методами. Этот способ дал возможность сложный процесс океанской седиментации расчленить на составные части, как бы «просветить» гранулометрический спектр осадка — выявить области океанов, где гранулометрия определяется биогенным, терригенным или вулканогенным материалом.

На рис. 11 и 12 (вклейка) показаны гистограммы генетически различного материала, полученного со дна в разных частях Мирового океана.

Для основных районов океана составлена серия карт распределения различных фракций кремнистого, карбонатного и терригенного материала, а также серия карт генетической гранулометрии в абсолютных массах. Они показывают, что закономерности распределения ге-


Б
80
90
100
110
20
10
0
10
20
329
328
327
326
324
323
322
320
319
318
311
310
1000
200
5000
1 2 3 4 5
1
2
3
4
5
6
7

нетически однородного материала значительно более четкие (механическая или химическая дифференциации), чем гетерогенного осадка, состоящего из разных компонентов.

Для терригенного материала выделяются два батиметрических уровня с высокой сортировкой осадков. Первый связан с шельфом, где среди песчано-алевритовых терригенных осадков можно встретить коэффициент сортировки 1,1—1,5. Второй — с областью распространения красных глубоководных глин с такими же высокими коэффициентами сортировки. В первом случае сортировка связана с гидродинамической активностью, во втором — с невозможностью проникновения в область красных глин материала более крупного, чем пелитовый.

Для кремнистого материала верхняя область высокой сортировки не возникает, поскольку на шельфах к диатомовому материалу добавляется еще спикулевый, значительная часть которого сбрасывается с шельфа на глубины. На больших глубинах сортировка кремнистого материала обычно хорошая, спектр имеет небольшую ширину ($So=2{,}0$ —$2{,}5$).

Для карбонатного осадка также существуют два батиметрических уровня высокой сортировки. Первый из них связан с глубинами от 500—1000 до 4000—4500 *м*, т. е. с обширной зоной выше глубины начала растворения, где накапливаются цельные раковинки, а продуктов их измельчения мало.

Второй уровень — от глубины начала растворения до критической глубины, где основная часть раковинок распадается на слагающие их кристаллиты, что приводит к росту отсортированности осадка.

Все сказанное показывает, что формирование гранулометрического спектра осадков в каждой отдельной точке дна морей и океанов есть процесс сложный, связанный с климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью, причем эта связь то проявляется более четко и прямолинейно, то завуалирована и отражается косвенно. Сложное переплетение влияния большого числа факторов на формирование гранулометрического спектра может быть установлено при всестороннем микроскопическом и химическом исследовании осадков, использовании метода абсолютных масс и генетической гранулометрии.

Упрощенный подход к гранулометрии, распространенный среди литологов, приводит обычно к ошибочным заключениям.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РОЛИ ЭОЛОВОГО МАТЕРИАЛА В ОКЕАНСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

Представления об участии эолового материала в океанской седиментации долгое время ограничивались описанием случаев выпадения пыли на поверхность морей и океанов. С развитием высотной авиации, полетами спутников и космических кораблей, а также в связи с выбросами большого количества радиоактивных трассеров в атмосферу при атомных испытаниях стали выявляться истинные масштабы и закономерности этого процесса.

Так же как и для других механизмов осадочного процесса, для эоловой седиментации могут быть выделены этапы подготовки и захвата осадочного материала, его транспортировки, отложения, постседиментационных изменений.

Дальность переноса частиц эоловым путем и их скорость намного превосходят то, что известно о переносе частиц в гидросфере. Время пребывания пыли в воздухе колеблется от долей секунды до 5—6 лет, а скорость переноса меняется от единиц—десятков до 100—500 *км/час*. При этом аэрозоль верхних слоев атмосферы нередко многократно огибает Землю.

За последние 20 лет в учении об общей циркуляции атмосферы произошли существенные изменения; в частности, были обнаружены высотные струйные течения, имеющие скорость в сотни километров в час и протяженность на многие тысячи километров. Это своеобразные «реки» в атмосфере, по которым идет перенос осадочного материала над океанами и континентами. Были обнаружены также глобальные области подъема и опускания воздушных масс. Здесь образуются своеобразные «аккумулятивные равнины», а в местах окончания воздушных «рек» — «дельты» и другие образования, которые затем проецируются с искажениями на поверхность и дно океана. Динамика атмосферы для распределения аэрозолей имеет такое же значение, как и динамика гидросферы для гидрозолей. Струйные течения волнообразно изгибаются, меандрируют, подобно рекам Земли. Сходна и микроструктура этих течений, здесь чередуются струи значительной интенсивности с участками слабых противотечений. На большом протяжении они образуют узкие потоки (Рил и др., 1959). Как и в гидросфере, возникают зоны вергенций, четко выраженные постоянные течения, области течений, непостоянных во времени или переменных

направлений. Воздушные массы более подвижны и изменчивы, чем водные, поэтому многие процессы представляются постоянными и закономерными лишь в статистическом понимании, нередко «моментальные снимки» процесса не отвечают его общей направленности.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Общая циркуляция атмосферы, по определению Х. Г. Погосяна (1972), есть совокупность основных видов движений, благодаря которым осуществляется обмен больших масс воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях в трех сферах — тропосфере (до 8—17 *км*), стратосфере (до 50—55 *км*) и мезосфере (до 80 *км*).

Главные факторы, определяющие циркуляцию атмосферы: зональное распределение лучистой энергии Солнца, вращение Земли, влияние неоднородностей подстилающей поверхности. На пояс от 30° с. ш. до 30° ю. ш. приходится около 60% общей солнечной радиации, что и определяет общее зональное распределение и возникновение трех главных типов режимов циркуляции атмосферы: 1) низких широт (тропическая и экваториальная циркуляция), 2) умеренных (циклоническая и антициклоническая) и 3) высоких (полярная циркуляция).

Для первого типа тропосферной циркуляции — низких широт (от 30° с. ш. до 30° ю. ш.) в отличие от умеренной зоны характерна своя специфика: постоянная во времени пассатная циркуляция, а также меняющаяся по сезонам — муссонная. Пассаты — наиболее обширные и устойчивые воздушные течения, характерные для океанов: они охватывают около 11% их площади в северном полушарии и около 20% в южном, т. е. под воздействием пассатного переноса находится 1/3—1/5 поверхности океана. Общее направление переноса в пассатах — с востока на запад, с отклонением в сторону экватора. Средняя скорость ветра 5—6 *м/сек*. Погода очень устойчивая, преимущественно ясная, без осадков, т. е. благоприятная для дальнего переноса аэрозолей. В экваториальной зоне северный и южный пассаты встречаются и образуют экваториальную зону конвергенции, для которой типичны затишье, слабые ветры переменных румбов, частые ливни, высокая влажность воздуха.

Эта гумидная зона служит естественным барьером, отделяющим два крупнейших аэрозольных бассейна тропосферы — северного и южного полушарий.

Второй тип циркуляции — в умеренных поясах. Атмосферные процессы здесь иные, они не так постоянны, обусловлены цикло- и антициклонической деятельностью. Объединяются в пояса Западных ветров (от 30 до 60° с. и ю. ш.), с генеральным переносом с запада на восток, хотя и здесь, в зависимости от погоды, бывают кратковременные ветры любых румбов.

Третий тип циркуляции господствует в высоких широтах — в Арктике и Антарктике с характерным для них круглогодичным ледовым покровом и явлением полярной ночи. Преобладает система восточных ветров (перенос с востока на запад).

Таким образом, к северу от экватора образуются три планетарных пояса переноса: в двух из них идет перенос воздуха и аэрозоля с запада на восток, а в пассатной зоне (аридной) — с востока на запад. Аналогичные пояса свойственны и южному полушарию.

Струйные течения — воздушные потоки со скоростью более 30 *м/сек* — напоминают плоские трубы, волнообразно огибающие земной шар. Они являются главными артериями общей циркуляции атмосферы. Внутри этих «труб» дуют ветры с очень большими скоростями. Обычно струйные течения встречаются в тропосфере на высотах 7—11 *км*, а в стратосфере — выше 17—20 *км*. Горизонтальная их протяженность 500—2000 *км*, а в ряде случаев более 4000 *км*. Мощность струй по вертикали колеблется от 4 до 10 *км*, их ширина — сотни километров.

Струйные течения разделяются по широтному положению на экваториальные, субтропические, умеренных широт.

Тропосферные струйные течения возникают, по Х. Г. Погосяну (1972), над высокими циклонами и антициклонами на высоте 7—10 *км* летом и 8—11 *км* зимой, их скорости от 30 до 60 *м/сек*. Они не образуют непрерывной планетарной струи, а представляют собой своеобразный пунктир, опоясывающий планету; в среднем через 1000—2000 *км* течения ослабевают или усиливаются, претерпевая небольшие широтные перемещения в зависимости от циклонов и антициклонов.

Во всех тропосферных струйных течениях главное направление западное, т. е. перенос осадочного материала идет с запада на восток, только экваториальные течения имеют обратное направление.

Стратосферные струйные течения на высотах 50—55 *км* достигают скорости 70 *м/сек* и более. Характерно восточное направление, т. е. перенос воздуха и аэрозоля идет в направлении, обратном тропосферному. Типично также большое постоянство скорости.

Если рассматривать повторяемость струйных течений, то оказывается, что она максимальна в двух поясах: в аридных зонах (в холодное

время года от 25 до 35° и летом 15—25° с. и ю. ш.) и в экваториальной (от 5° с. ш. до 5° ю. ш.).

Струйные течения аридных зон имеют наибольшие постоянство и интенсивность и являются важнейшими системами дальнего переноса аэрозолей. Оси струй проходят на высотах 12—14 *км*, скорость ветра по осям 50—100 *м/сек*. Повторяемость их в северном полушарии достигает 70—90%. Струйные течения, возникающие на других широтах, имеют повторяемость 30—50%, а вблизи полюсов — около 20%. Ветры со скоростью более 60 *м/сек* (215 *км/час*) повторяются в струйных течениях аридных (субтропических) поясов в 50—70% случаев (Воробьев, 1960). В северной части Тихого океана, по данным 24 рейсов кораблей погоды, ось струйного течения проходит по 35,4° с. ш., смещаясь от 30 до 36° с. ш. Северная граница течения круглогодично располагается на 38,6° с. ш., южная смещается по сезонам: летом на 34,3°, зимой на 22,6° с. ш. (Верле, Стариченко, 1968). Средняя скорость ветра в течение лета 101 *м/сек*, зимы — 54 *м/сек*. Осевая часть течения проходит летом на высоте 12 *км*, зимой — 10,5 *км*. Ширина пояса течения от 600 до 2000 *км* (причем чем сильнее течение, тем больше его ширина).

С точки зрения геолога-осадочника, струйные течения — это главные системы транспортировки осадочного материала воздушных бассейнов, расположенных высоко над уровнем земли.

Струйные течения нигде не соприкасаются с земной поверхностью. Подача осадочного материала в них идет через воздушные потоки тропосферы, поэтому от высоты выброса пыли зависят и закономерности ее распространения: осадочный материал, проникший на высоту 7 *км* и выше, обычно распространяется намного дальше, чем в нижних слоях тропосферы.

Типичные особенности глобальной циркуляции атмосферы показаны на рис. 13. Зимой струйные течения располагаются почти симметрично в северном и южном полушариях: наиболее устойчивое и мощное в аридной зоне (ось на 25—35° с. и ю. ш.) и «пунктирное» внетропическое.

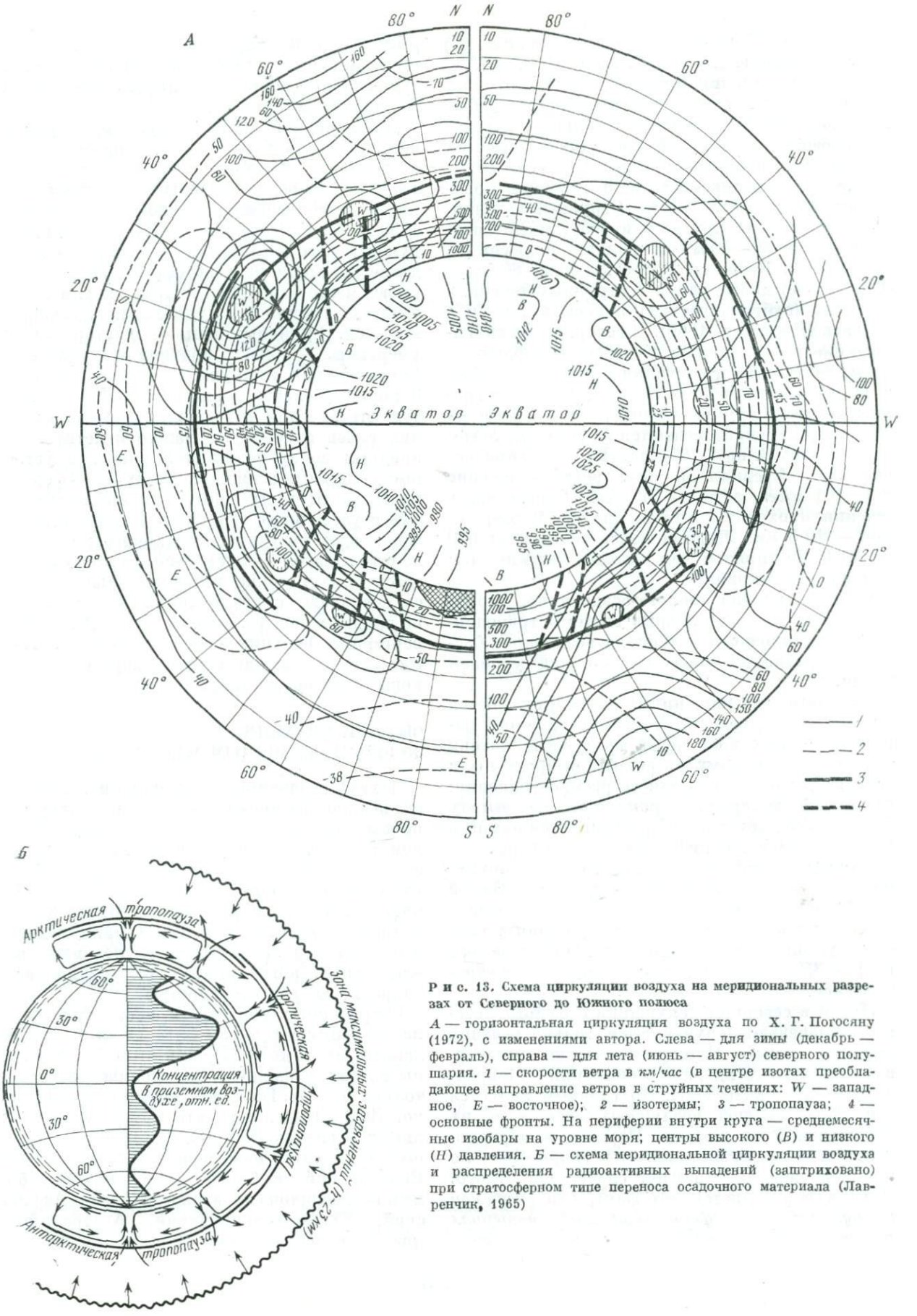
Летом в северном полушарии струйные течения ослабевают (сохраняются только течения аридной зоны). Метеорологические исследования и данные ядерных испытаний (Лавренчик, 1965) показывают, что главным является зональный перенос воздушных масс, т. е. их перемещение по широте. Перенос в меридиональном направлении, как и в гидросфере, по крайней мере на порядок слабее широтного. Этим и определяется тот факт, что *системой циркуляции атмосферы осадочный материал размещается в тех же широтных поясах, в которых он был захвачен*. Эта закономерность является единой для атмосферы и гидросферы и диктует главные черты глобального распределения осадочного материала.

Для меридиональной циркуляции характерно наличие нескольких ячеек, которые толкуются по-разному. Наиболее простая схема (рис. 13,*А*) подтверждается многими данными, в частности схемой меридиональной циркуляции для 1950 г. Х. Г. Погосяна (1972). Опускание воздушных масс в глобальных масштабах и выпадение аэрозоля из стратосферы по этой схеме имеют место близ 30° с. и ю. ш., т. е. в аридных зонах на границах с гумидными, а также близ полюсов. Гумидные зоны — экваториальная и умеренные — области подъема воздушных масс. Вертикальная циркуляция атмосферы на 2—3 порядка слабее горизонтальной, она весьма существенна для выведения аэрозолей из верхних слоев атмосферы. Важно отметить, что в аридных зонах сочетаются наиболее устойчивые и сильные в нижних слоях атмосферы ветры (пассаты и муссоны), а также самые сильные и устойчивые струйные течения; в этих же зонах идет поступление эолового материала и из стратосферы с опускающимся воздухом, т. е. здесь динамические условия дальнего переноса совпадают с возможностями захвата пыли из аридных зон, а также ее выведения при конвергенции верхних слоев атмосферы. Как и где идет насыщение воздуха аэрозолями и каковы они по составу?

ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ ЭОЛОВЫМ ОСАДОЧНЫМ МАТЕРИАЛОМ

Захват осадочного материала и дальнейший его перенос возможны повсюду, где поверхность почвы или горных пород не защищена покровом растительности. Главные источники аэрозолей — пустыни, а также семиаридные области, где почвенный покров весной и летом отсутствует или нарушен распашкой. Много эолового материала возникает и при таянии ледников, в особенности при отступании ледников эпохи оледенений, когда рыхлые отложения еще не закреплены растительностью.

Современные аридные и экстрааридные области занимают около 30% суши (по разным данным от 19 до 36%), при этом более половины из них приходится на тропические пояса и только около 1/4 — на умеренные (Циганенко, 1972). Выделяют пять крупнейших засушливых регионов (Петров, 1973). Самые обширные приходятся на северное полушарие (Афро-Евразийский и Северо-Американский), более мелкие расположены в южном (Южно-Африканский, Южно-Американский, Австралийский) (рис. 14, вклейка, см.стр. 64—65). Аридные пояса



Р и с. 13. Схема циркуляции воздуха на меридиональных разрезах от Северного до Южного полюса

А — горизонтальная циркуляция воздуха по Х. Г. Погосяну (1972), с изменениями автора. Слева — для зимы (декабрь — февраль), справа — для лета (июнь — август) северного полушария. *1* — скорости ветра в *км/час* (в центре изотах преобладающее направление ветров в струйных течениях: *W* — западное, *E* — восточное); *2* — изотермы; *3* — тропопауза; *4* — основные фронты. На периферии внутри круга — среднемесячные изобары на уровне моря; центры высокого (*B*) и низкого (*H*) давления. *Б* — схема меридиональной циркуляции воздуха и распределения радиоактивных выпадений (заштриховано) при стратосферном типе переноса осадочного материала (Лавренчик, 1965)

Таблица 7

Площади аридных территорий (в млн. км²) по континентам (Мейгс, 1955)

Континент	Пустыни			Полуаридные области	Всего
	экстрааридные	аридные	всего		
Африка	4,558	7,304	11,862	6,081	17,943
Азия	1,011	7,909	8,920	7,516	16,436
Австралия	—	3,864	3,864	2,517	6,381
Северная Америка	0,031	1,279	1,310	2,657	3,967
Южная Америка	0,171	1,217	1,388	1,626	3,014
Европа	—	0,171	0,171	0,844	1,015
Итого:	5,771 (4)*	21,774 (15)	27,515 (19)	21,241 (14,6)	48,756 (33,6)

* В скобках — % от поверхности суши.

сохраняют свое широтное положение в истории Земли очень долго: они прослеживаются по крайней мере с юры — триаса (Страхов, 1963). По Вальтеру, каждая пустыня это центр бурь, которые приводят к выносу из аридных областей значительного количества минерального материала — главным образом алевритового и пелитового. Более крупный песчаный и гравийно-щебнистый материал перемещается внутри пустыни и лишь в редких случаях выносится за ее пределы.

К пустыням (аридные и экстрааридные области) относят участки суши с предельно засушливым климатом (осадков менее 200 *мм/год*), где испарение значительно превышает выпадение осадков, обычны длительные засухи, резкие суточные и годовые колебания температуры, частые и сильные ветры, вызывающие песчаные бури (табл. 7).

Близость осадочного материала аридных областей к флювиогенному определяется самой историей возникновения пустынь: почти все они располагаются по речным, дельтовым или озерным равнинам и представляют собой более или менее переработанные ветром древние аллювиальные образования (Петров, 1973). Этим предопределяются основные особенности минералогии, геохимии и гранулометрии эолового материала. Свойства осадочного материала пустынь через аллювий или разрушение коренных пород тесно связаны с геологией водосборов (современных и древних, соответствующих времени образования аллювия) и с их генезисом. Так, для аллювия древних речных долин и конусов выноса типичны песчаные отложения, для древних озерных отложений и дельт — песчано-глинистые, для конусов выноса предгорных равнин — галечные и песчано-глинистые, для областей развития коренных пород — каменистые и щебнистые.

Крайние границы зоны распространения пустынь достигают 55° с. и ю. ш., но подавляющая их часть сосредоточена в узком поясе 15—35° с. и ю. ш., ширина пояса до 2,0—2,4 тыс. км (см. рис. 14).

Главная аридная питающая провинция Мира — почти сплошной пояс пустынь, протягивающийся от Северной Африки до Центральной и Восточной Азии, т. е. от Атлантического до Тихого океана, почти на 11 тыс. км (полюс аридности Земли). Все остальные 5 провинций в сумме значительно меньше.

▶

Р и с. 15. Распределение эолового материала в атмосфере

Содержание в приводном слое океана в *мкг/м³* (для весенне-летнего периода, сетные сборы): *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 5,0; *3* — от 5,0 до 10,0; *4* — от 10 до 50,0; *5* — более 50,0; *6—19* — материалы отечественных экспедиций (сборы в различные годы и сезоны, по В. Н. Живаго); *20* — точки наблюдений на островах, ледниках и суше; цифры — фактические значения (без поправок на эффективность улавливания сетей); *21* — области распашки земель

На врезках:

А. Распространение пылевой мглы над океанами для разных сезонов: вверху — декабрь — февраль, внизу — июль — август. Повторяемость мглы в %: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 20; *5* — от 20 до 30; *6* — более 30 (Морской Атлас, 1953, т. II).

Б. Распространение радиоактивного аэрозоля при ядерных взрывах в США (штат Невада), проведенных 19 мая и 4 июня 1953 г. (Фетт, 1961).

В. Распространение пылевой мглы над северной частью Атлантического океана (Macdonald, 1938). Повторяемость мглы в %: *1* — от 5 до 10; *2* — от 10 до 15; *3* — от 15 до 20; *4* — более 20; *5* — редко. Римские цифры — месяцы.

Г. Схема распространения пыльных бурь в СССР (Захаров, 1965): *1* — граница наибольшего развития пыльных бурь; *2* — изолинии повторяемости бурь (число дней в году); *3* — районы сильной дефляции; *4* — господствующее направление ветра, при котором возникают пыльные бури.

Д. Распространение пылевого материала во время бури в 1892 г. (Захаров, 1965): *1* — область наиболее сильного выдувания почв; *2* — то же, слабого; *3* — области запыленной атмосферы с выпадениями сухой пыли, а также загрязненного дождя и града

Существенную добавку в продуцирование эолового материала в четвертичное время, кроме пустынь, вносили материковые оледенения. После отступания ледника в области больших термических контрастов и сильных ветров оказались огромные площади не закрепленных растительностью ледниковых отложений. Их переработка ветром и текущими водами продолжалась длительное время и охватывала умеренные гумидные зоны. Дальний перенос эолового материала был затруднен высокой влажностью воздуха и большим количеством атмосферных осадков, главное значение имел поэтому локальный перенос (пески и лёссы).

Сопоставим площадь распространения современных пустынь — 27,5 млн. *км*² и древних ледников в период их наибольшего развития — 28,8 *км*², за вычетом площадей современного оледенения (Лисицын, 1974б). Если прибавить еще области полуаридные, то общая площадь засушливых территорий почти удвоится и достигнет 48,7 млн. *км*² (34%), а вместе с ледниковыми областями составит 77,5 млн. *км*² (52% от поверхности суши).

При максимальном развитии процессы подготовки эолового осадочного материала захватывали таким образом от 1/3 до 1/2 поверхности суши, т. е. это питающие провинции глобальных масштабов!

Среди антропогенных факторов на поставку эолового материала более всего влияют распашка земель, мелиорация, поступление техногенной взвеси в атмосферу.

Распашка земель и вырубка лесов ведут к нарушению природных условий, развеиванию почв и, таким образом, к увеличению поставки аэрозоля. Площадь распаханных земель меняется по климатическим зонам (рис. 15); больше всего распахиваются земли по периферии аридных зон (семиаридные зоны). Разрыхленные распашкой почвы, не закрепленные растительностью (весной — осенью), легко развеиваются. В области Великих равнин США на протяжении последних 150 лет образовался так называемый «пыльный котел», связанный с сильным выдуванием почв. Только в 1934 г. здесь было унесено 300 млн. *т* почвы (что более половины твердого стока р. Миссисипи). В больших масштабах ветровая эрозия идет также и в сельскохозяйственных районах Канады.

Пыльные бури и эрозия почв возникают и в южной, степной части СССР (рис. 15, *Г*, *Д*). Они случаются при скорости ветра больше 15 *м/сек*, обычно весной, когда пахотный слой не закреплен. При бурях основная часть материала переносится близ земной поверхности и редко достигает высоты более 2000 *м*. Наибольшей подвижностью, так же как и в донных осадках, обладают частицы диаметром 0,1—0,15 *мм*, т. е. мелкий песок (Фетт, 1961; Якубов, 1964; Захаров, 1965). Во время только одной бури на Северном Кавказе (март — апрель 1960 г.) сильными восточными ветрами был унесен пахотный слой вместе с посевами на площади 4 млн. *га*. В некоторых местах выдувание достигло коренной породы. Вес осадочного материала составил 960—1280 млн. *т*, что превосходит твердый сток крупнейших рек мира. Дальность переноса этого пылевого материала исчислялась тысячами километров — пыль выпадала в Румынии, Болгарии, Чехословакии, на акваториях Черного и Азовского морей. Множество подобных примеров приводится для Поволжья, целинных земель, других частей пояса степей (Захаров, 1965; Звонков, 1962).

Важную роль играют и техногенные аэрозоли. При основных производственных процессах их поступление (по Покровскому, 1966) следующее (в млн. *т/год*, данные без учета СССР):

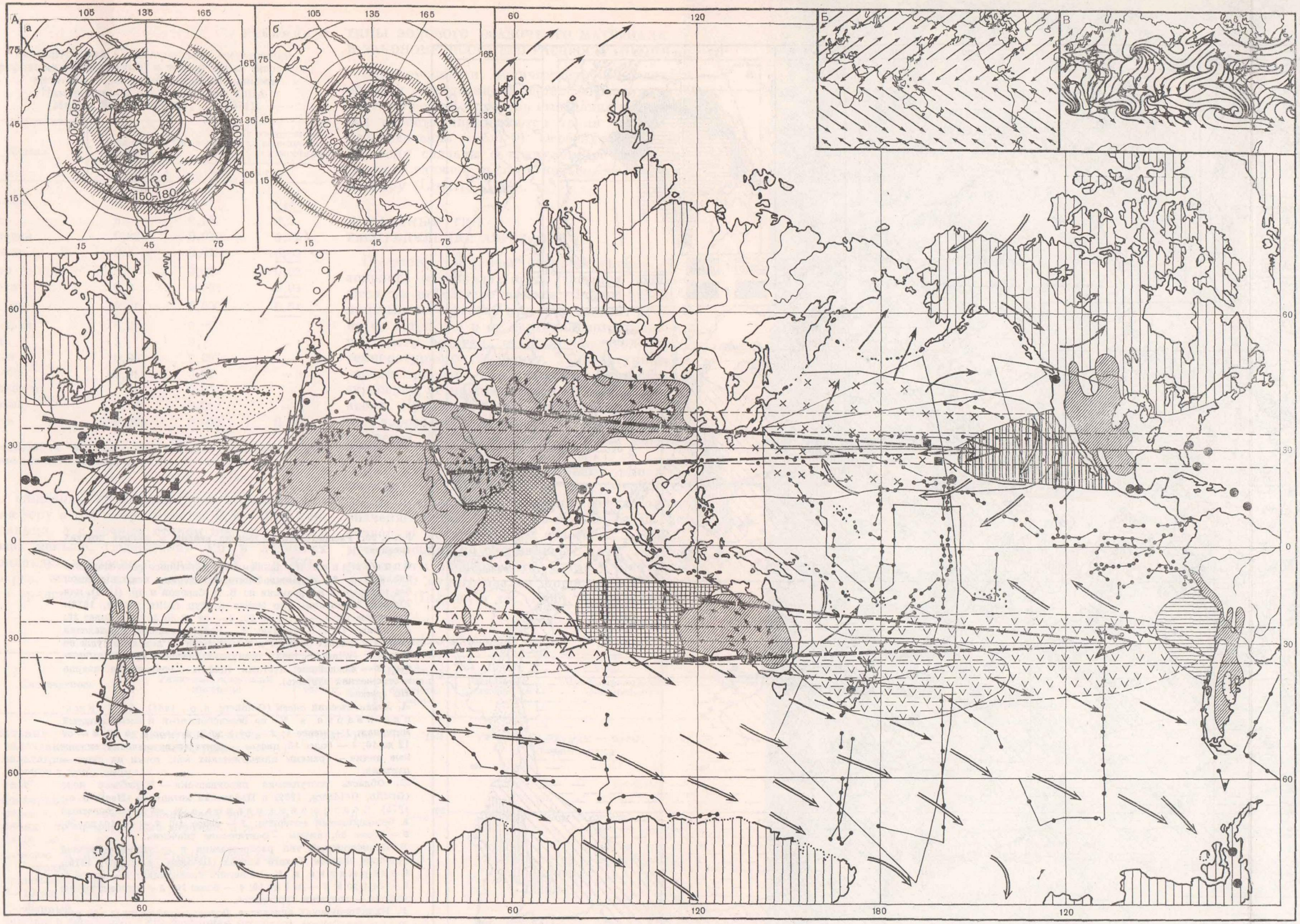
	Аэрозоль
Сжигание каменного угля	93,6
Выплавка чугуна без очистки воздуха	20,21
Выплавка чугуна с очисткой воздуха	3,37
Производство цемента	53,37
Производство цветных металлов (медь, цинк, олово, свинец)	Около 6,6

Общее количество техногенного аэрозоля — от 200 до 250 млн. *т* (т. е. почти в 20 раз больше, чем твердый сток р. Енисея), причем особенно значительно его влияние близ индустриальных районов США, Японии, Европы. Главные источники загрязнений находятся в северном полушарии (в умеренной зоне), поэтому генеральное направление их перемещений с запада на восток, т. е. по системе западных ветров и струйных течений. Бóльшая часть загрязнений имеет локальный характер, небольшая часть входит в тропосферный перенос, выбросы в стратосферный резервуар крайне редки.

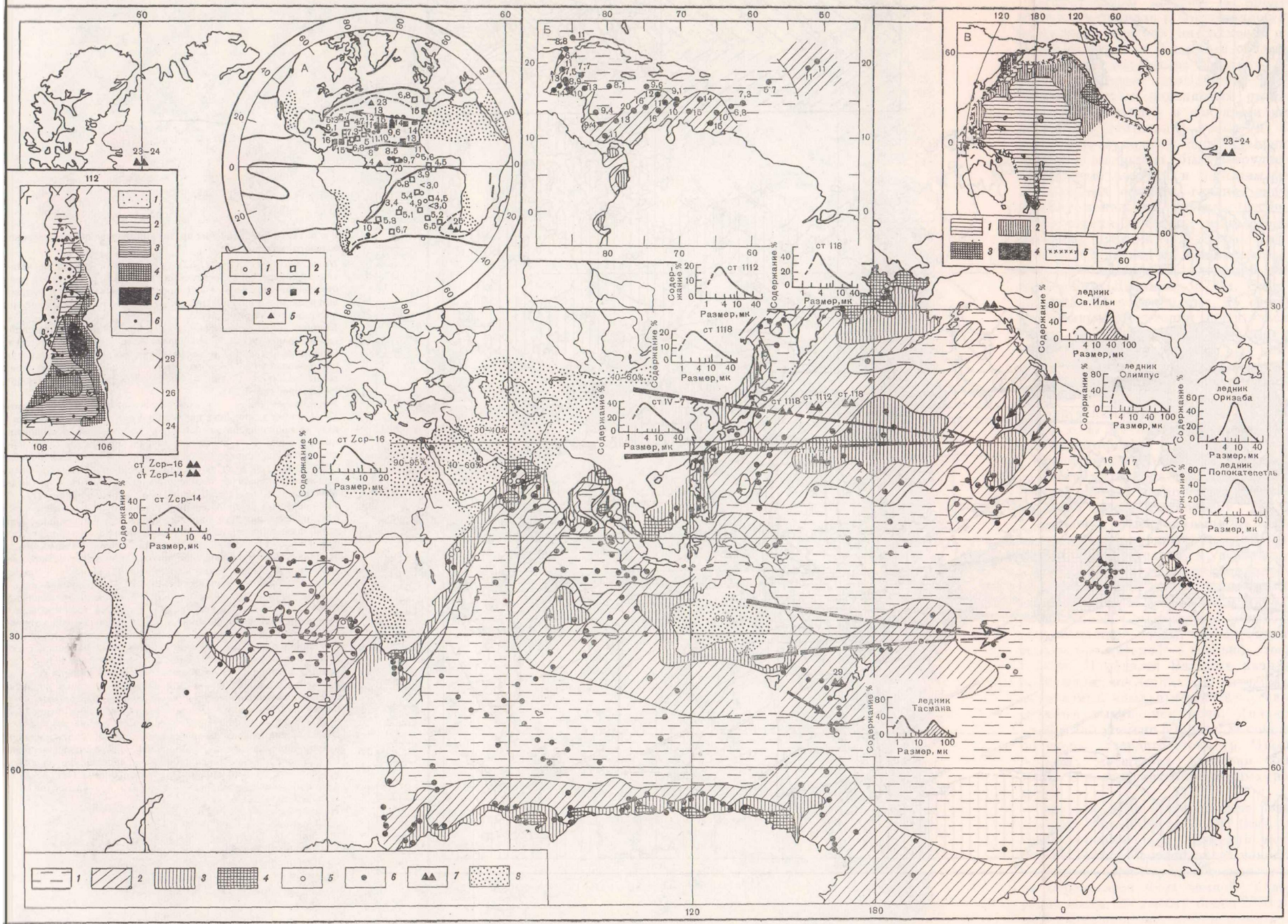
Много эолового материала образуется при атомных и водородных взрывах: один наземный взрыв водородной бомбы дает от 10 до 100 млн. *т* пыли, которая поднимается на высоту 8—15 *км*, т. е. в зону струйных течений, а при более крупных взрывах — в стратосферу.

Если в целом влияние человека на поставку эолового материала значительно уступает деятельности природных агентов (поступление антропогенного аэрозоля — от 3 до 30% от общего), то по некоторым его компонентам, по данным Национальной академии наук США, поставка превышает природную (табл. 8).

Особенно ярко влияние техногенного фактора сказывается на геохимии свинца. Только


А
а
б
105
135
165
75
45
15
150-180
180-200
200-600
80-100
40-160
Б
В
60
120
0
30
60
180
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

Заказ № 2067



Р и с. 20. Распределение и генезис кварца в донных осадках океанов

Содержание (по данным количественного рентгеновского анализа) в % на бескарбонатный материал, осадок в целом без разделения на фракции по В. В. Серовой и др. (1975), для Южной Атлантики — по Эллис и Мур (Ellis, Moore, 1973): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — более 30; *5* — менее 1; *6* — станции; *7* — пофракционные определения кварца в донных осадках и в материале из ледников суши по Виндому (Windom, 1969), гранулометрические кривые вынесены; *8* — важнейшие пустыни (цифры — содержание кварца в отложениях пустынь).

На врезках:

А. Атлантический океан (Goldberg, a. o., 1964). Содержание кварца в % на бескарбонатный и бескремнистый материал: *1* — менее 4; *2* — от 4 до 8; *3* — от 8 до 12; *4* — от 12 до 16; *5* — более 16; цифры — фактические значения; сплошные линии — границы климатических зон; точки на суше — пустыни.

Б. Область поступления пирокластики — Карибское море (Griffin, Goldberg, 1969) и Панамская котловина (Heath a. o., 1974). Содержание кварца в % на бескарбонатный и бескремнистый материал: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20, *3* — более 30; цифры — фактические значения.

В. Периферийный тип распределения в песчано-алевритовой фракции осадков Тихого океана (Петелин, Алексина, 1970). Содержание в % от легкой подфракции: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — более 10; *5* — глубоководные желоба — ловушки турбидитов.

Г. Калифорнийский апвеллинг. Эолово-периферийный тип распределения (Calvert, 1966). Содержание в %: *1* — менее 6; *2* — от 6 до 8; *3* — от 8 до 10; *4* — от 10 до 12; *5* — более 12; *6* — станции

Таблица 8

Сравнительная характеристика поступления природных (речной сток) и техногенных (аэрозоль) металлов в Мировой океан по данным Национальной академии наук США (Marine Environmental . . . , 1971).

Металл	Годовое производство, млн. *т*	Смыв реками	*Осаждение* аэрозолей из атмосферы
		млн. *т* в год	
Свинец	3	0,1	0,3*
Медь	6	0,25	0,2
Ванадий	0,02	0,03	0,02
Никель	0,5	0,01	0,03
Хром	2	0,04	0,02
Олово	0,2	0,002	0,03
Кадмий	0,01	0,0005	0,01
Мышьяк	0,06	0,07	—
Цинк	5	0,7	—
Селен	0,002	0,007	—
Серебро	0,01	0,01	—
Молибден	—	0,03	—
Сурьма	0,07	0,01	—
Ртуть	0,009	0,003	0,08

* Подчеркнуты металлы, антропогенная поставка которых превышает естественную.

при сжигании антидетонаторов с бензином в атмосферу в год выбрасывается 0,30—0,35 млн. *т* свинца, а с речным стоком поступает его в 3 раза меньше. Содержание Pb в ледниках Гренландии возросло с начала XX в. в 200—500 раз, что связано с развитием автомобильного транспорта.

ТИПЫ ЭОЛОВОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Закономерности количественного распределения и качественного состава аэрозоля, дальность переноса, характер выпадания и ряд других свойств определяются тремя типами его распределения (табл. 9). Особенно тесно типы аэрозоля связаны с гранулометрическим составом, а также с высотой подъема частиц в атмосферу (Lisitzin, 1972).

ЛОКАЛЬНЫЙ ТИП РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЕЙ

По этому типу идет распространение аэрозольного материала, когда частицы поднимаются на небольшие высоты. Форма дымового или пылевого факела при этом зависит не только от ветра, но и от вертикального градиента плотности воздуха, который определяется по температурному градиенту. Температурная инверсия приводит к образованию своеобразной «крышки», не пропускающей эоловый материал вверх. При этом происходит местное выпадение аэрозолей в направлении господствующего ветра (Метеорология и атомная энергия, 1959).

Для характеристики локальных выпадений наряду с наблюдениями за распространением дыма, пыли или вулканического пепла большое значение имеют также эксперименты по рассеиванию искусственных аэрозолей в разных метеоусловиях со специальных мачт. Типичны результаты эксперимента, когда с мачты высотой 300 *м* рассеивался порошок метилметакрилата (Бызова и др., 1965). Закономерности

Таблица 9

Характеристика и типы эолового осадочного материала

Тип переноса	Типичный осадочный материал	Крупность частиц, *мкм*	Преобладающая фракция, *мкм*	Расстояние переноса, *км*	Время пребывания в атмосфере
Локальный					
волочение	*Движущиеся пески пустынь, дюны*	>1000—100	100—250	10^1—10^2	*Секунды — часы, очень редко сутки*
сальтация					
перенос в приземном слое					
Тропосферный					
перенос в нижних слоях тропосферы, чаще до 6 *км*	Алевритовый тропосферный аэрозоль и лёссы	100—10	2—5	10^2—10^3	Часы — сутки
перенос в нижних и верхних слоях тропосферы, до 9—10 *км*	Пелитовый тропосферный аэрозоль	10—1	<1	10^3—10^4	Сутки — недели (до 2—4 недель)
Стратосферный					
перенос в стратосфере (выше 10—12 *км*)	Стратосферная пыль (тонкий пелит)		<1	10^6—10^9	Месяцы — чаще годы (в среднем 5—6 лет)
Осаждения из космоса	Космическая пыль	40—0,01	<1	10^9—10^{14}	Млн. — млрд. лет

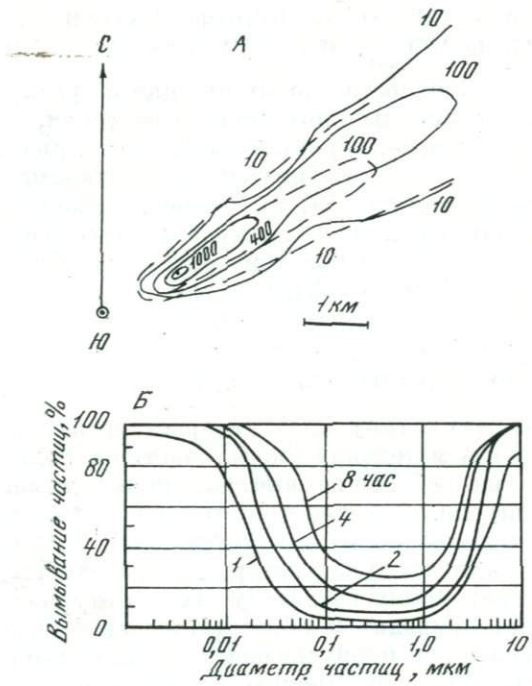


Рис. 16. Механизмы выпадения аэрозолей из атмосферы

А — сухое выпадение (алевритовые частицы, сброс с мачты высотой 300 *м*); изолинии интенсивности выпадения — в условных единицах; сплошные линии — экспериментальные данные, пунктирные — расчетные; пункт выброса частиц показан точкой (Бызова и др., 1965). *Б* — скорость вымывания аэрозолей дождем в зависимости от гранулометрии. Интенсивность дождя 2,5 *мм/час*, диаметр капель 20 *мкм* (Газиев, 1965)

выпадения этого «искусственного алеврита» (частицы 0,1—0,01 *мм*) изучались с помощью системы планшетов, расположенных на земле на удалении до 20 *км* от мачты. Выпадения располагались в пределах узкого эллипса, вытянутого в направлении ветра (рис. 16).

При сбрасывании аэрозоля под слоем инверсии выпадения более кучные, при сбрасывании выше инверсии ореол рассеяния становится более вытянутым, концентрации меняются постепенно. При одинаковой турбулентности воздуха чем мельче частицы, тем дальше от источника они выпадают.

Наибольшее значение локальный перенос имеет для песков и крупных алевритов. Частицы при этом обычно движутся в приземном слое скачками: чем сильнее ветер, тем большее время частицы находятся в воздухе. Осаждение частиц гравитационное. По локальному типу идет перемещение эолового материала в пустынях, при этом для самых крупных обломков характерно перекатывание.

Ветры, переносящие песчаный материал, называют песчаными. Их распределение на протяжении года меняется: для Сахары типичны два годовых максимума — весенний (апрель—май) и осенний (ноябрь—декабрь), для пустынь Северной Америки — один, весенний. В пустынях Центральной Азии выявлен ветораздел, проходящий по 98° в. д. (он прослеживается и в Аравийском море по распределению Pb^{210}): к западу от него распространены северо-восточные, к востоку — северо-западные ветры (Петров, 1973).

Резко усиливаются процессы эолового переноса в дни песчаных бурь; в Средней Азии таких дней в году в среднем 70, в Центральной Азии — 174 (Федорович, 1964). Пустыни Азии поражают не только своими размерами, но и исключительной динамичностью.

Гранулометрический состав. Для песчано-галечных и гравийных отложений пустынь типичен широкий гранулометрический спектр, характерный для конусов выносов временных или постоянных потоков и элювия.

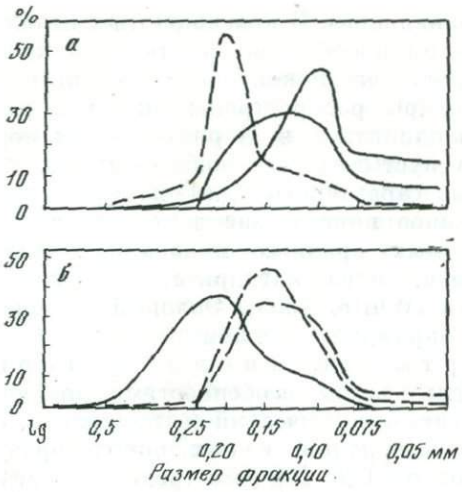
Основная часть эоловых песков хорошо отсортирована (рис. 17): фракции песка (1—0,1 *мм*) составляют 80—99% материала. Содержание частиц менее 0,1 *мм* лишь в редких случаях превышает 10%, чаще всего 0,1—5%. Главная часть алеврита и пелита уносится ветром за пределы пустынь. Из трех фракций песка для всех пустынь характерно резкое преобладание лишь одной — мелкого песка (0,1—0,25 *мм*). Обычно содержание мелкопесчаного материала 70—98%, а крупного и среднепесчаного — не более 10—20% (Сидоренко, 1961).

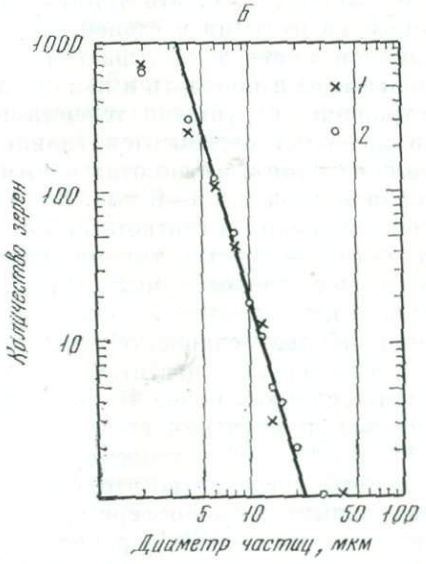
Содержание алюминия в песках определяется количеством полевых шпатов, а также глинистых частиц. Кальций входит в состав полевых шпатов и глинистых минералов, а также карбонатов и сульфатов. Особенно много карбоната кальция в областях развеивания исходных карбонатных пород: железо встречается в темноцветных минералах, в сорбированных формах в глинах, а также в виде пленок «загара» на поверхности частиц.

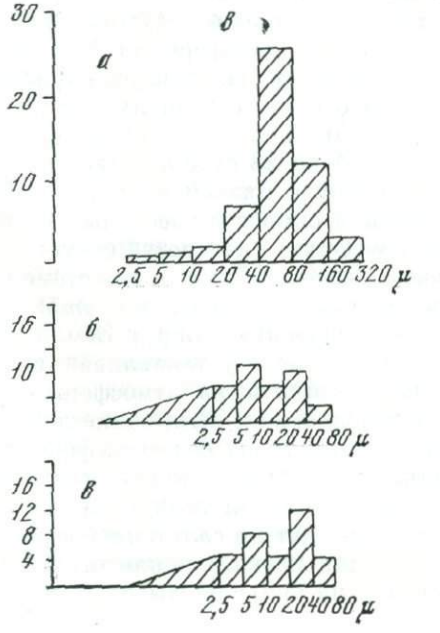
Длительная эоловая переработка и выветривание песков Австралии и Сахары приводят к образованию почти мономинеральных кварцевых разностей.

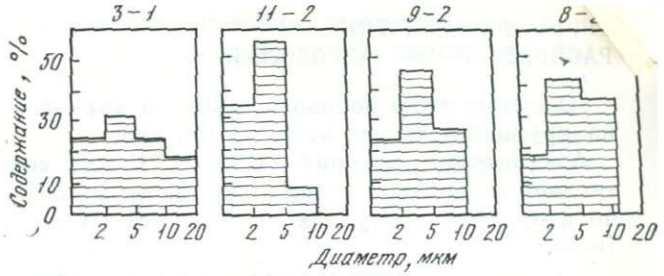
В Австралии содержание SiO_2 достигает 85—97%, Al_2O_3 — 0,45—8,4%. Отношение SiO_2/Al_2O_3 в этих песках 9,4—210, в среднем около 110. Содержание окислов — индикаторов карбонатов (CaO и MgO) незначительно (следы — 0,3%). Содержание Fe_2O_3 повышено (от 1,5 до 10%, в среднем 4,7%), что связано с процессами латеритизации.

Для пустынь Северной Африки типично содержание SiO_2 72—95%, Al_2O_3 — 0,6—8,5%; отношение SiO_2/Al_2O_3 9—100, т. е. и здесь имеются выветренные пески. Существенное геохимическое и минералогическое их отличие —









Р и с. 17. Гранулометрический состав эолового материала

А — пески пустынь: *а* — неперемещенные, *б* — перемещенные; сплошная линия отвечает составу исходных песков, пунктирная — барханных (Сидоренко, 1956, 1957). *Б* — аэрозоль из северной аридной зоны Атлантического океана, в 6 тыс. км от источника пыли (Сахара). Сборы на о. Барбадос (Delany): *1* — немагнитные частицы; *2* — магнитные частицы. *В* — лёссовый материал (*а*), выпавший в Калифорнии (Сан-Диего) 13 ноября 1961 г. (Bonatti, Arrhenius, 1965); алеврит (*б*, *в*) — из верхнего слоя осадков (*б*) и из плотных осадков погребенного лёссового прослоя (*в*) (восточная часть Тихого океана, о. Гуадалупе). *Г* — аэрозоль из восточной части Тихого океана (Prospero, Bonatti, 1965); цифры над гистограммами — номера проб

в заметном содержании карбонатов (2—10% $CaCO_3$), в особенности примечателен доломит.

Для пустынь Средней и Центральной Азии характерно значительное возрастание содержания Al_2O_3 (до 5—10%), что связано с полевыми шпатами, одновременно со снижением роли SiO_2 (до 70—90%). Среднее отношение SiO_2/Al_2O_3 составляет 13,6 при колебаниях от 5,3 до 17,4. По соотношению породообразующих окислов пески Азии близки к среднему составу пород земной коры, т. е. химическое выветривание почти не изменило их состава. Типичны также высокие содержания CaO (от 1—до 9%) и MgO (0,2—2,0%). Содержание Fe_2O_3 обычно не превышает 1—3% (Петров, 1973, и др.). Геохимия песков, таким образом, определяется в основном составом обломочного материала.

В пустынях широким распространением пользуются разнообразные солевые коры: известковые (карбонатные), гипсовые, железистые, кремневые, хлоридно-натриевые и сульфатно-натриевые. Известковые коры (калкреты) развиты почти во всех пустынях. Содержание $CaCO_3$ в них до 70—80% (42,6% CaO), MgO — 3,05%, SiO_2 — 12,3%. Отношение CaO/MgO в среднем из 280 анализов составляет 13,96, отношение $CaCO_3/Al_2O_3$ — 20,20 (Goudie, 1971). Гипсовые коры (гажа, аргык)— антагонисты карбонатных; они встречаются в наиболее аридных условиях. Призматические или пластинчатые кристаллы гипса часто образуют слои мощностью до 1 м. Железистые (латеритные) коры типичны для тропических пустынь Австралии, Африки и Аравийского полуострова. Это реликты древних латеритных кор. В Австралии их образование относят к палеоцену — эоцену, последний этап — к плиоцену.

ТРОПОСФЕРНЫЙ ТИП РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЕЙ

Для этого типа эолового переноса характерна крупность частиц от 10 до 100 *мкм*.

Алевритовый материал (0,1—0,01 *мм*) составляет в песках пустынь чаще всего 5—20%, но в отдельных случаях до 30—50% (Петров, 1973).

Возможность перемещения частиц зависит от скорости ветра: гравийные частицы перемещаются при скоростях более 12—16 *м/сек*, песчаные — более 2—5 *м/сек*.

Минеральный состав песков пустынь. Изучение минералов пустынь существенно не только потому, что они определяют состав материала локального переноса, но и потому, что пустыни — это питающие провинции для тропосферного и стратосферного аэрозолей.

Главной особенностью песков пустынь является повсеместное преобладание в них кварца, чаще всего в пределах 70—90% (например, в Северной Африке и особенно в Австралии содержание кварца достигает 98—99% и лишь редко 50% и ниже). Для пустынь Азии типично высокое содержание полевых шпатов (10—40%) и мусковита (до 10—14%). Эоловый материал пустынь Аравии и Ближнего Востока выделяется значительным содержанием карбонатов (10—60%), встречаются обломки кремней. В разных пустынях отличаются и комплексы тяжелых и глинистых минералов. Важное значение для минералогии имеет история развития пустыни, их возраст. Так, минеральный состав древних пустынь Австралии определяется тем, что они прошли этап тропического (гумидного) выветривания, когда была утеряна основная часть полевых шпатов и других нестойких минералов (Caroll, 1952).

Эоловые пески обогащаются минералами, наиболее стойкими к физическому выветриванию (истиранию и растрескиванию), снижается содержание в них пластинчатых минералов (слюды, хлорита и др.), которые легко выдуваются ветром. По сравнению с исходными породами, а также с аллювием пески обычно обогащены тяжелыми минералами за счет избирательного выноса более легких и хрупких. Удалось установить общность минералогического состава пустынь на больших площадях, что тесно связано с их генезисом (Петров, 1973; Deserts of the world, 1968; Левандюк, Чередниченко, 1969; Прохорова, 1960; Кривенков, 1959; Жукова, 1969; Добровольский, 1966). Выявлена тесная связь глинистых минералов с климатической зональностью (от преобладания иллита и хлорита в холодных и умеренных зонах до каолинита и монтмориллонита — в экваториальной). В красноцветных отложениях Австралии преобладает реликтовый каолинит, а в южной части континента — иллит; в почвах Сахары распространен иллит и реликтовый каолинит, а в Марокко — монтмориллонит; в пустынях Пенджаба — иллит, хлорит. Весьма характерным для пустынь является постоянное присутствие заметного количества аутигенных аридных минералов — кальцита, доломита, гипса, ангидрита, а в ряде мест — апатита (White, 1939). Эоловый материал Сахары маркируется доломитом.

Черты геохимии материала пустынь. С особенностями минералогии тесно связан химический состав песков, в частности содержание в них породообразующих окислов от 1 до 100 *мкм* (редко алевриты, а в основном пелиты), т. е. это тонкий материал, вынесенный из пустыни и степей. Частицы таких размеров могут захватываться в верхние слои тропосферы и попадать в каналы дальнего распространения струйными течениями. Алевритовый материал переносится главным образом в нижних слоях, на высотах в сотни и первые тысячи метров (до 3—6 тыс. *м*), дальность его распространения в соответствии с этим составляет сотни — первые тысячи километров. Пелитовый же тропосферный аэрозоль (1—10 *мкм*) переносится во всей толще тропосферы, включая наиболее подвижные верхние ее части; дальность переноса достигает 5—7 тыс. *км*, в отдельных случаях более 10 тыс. *км*.

На основании изучения соотношений изотопов Pb^{210}, Bi^{210}, Po^{210} в атмосфере (Poet a. o., 1972) удалось установить, что среднее время пребывания пыли в тропосфере гумидной зоны в районе г. Денвера (США) равно 4 суткам, а для самых тонких частиц, вымываемых дождем и снегом, — около 7 суток. Время пребывания пыли в тропосфере, по прямым наблюдениям и данным анализа соотношений космических изотопов, в зависимости от размеров частиц, погоды (дождя) и других факторов колеблется от 1 до 28 суток. Максимально оно в аридных зонах с низкой влажностью воздуха. При обычной скорости пассатных ветров (около 500 *км/сутки*) это соответствует дальности переноса 0,5—14 тыс. *км*, а в системе струйных ветров (около 4—8 тыс. *км/сутки*) — многократному обращению вокруг Земли. При тропосферном переносе устанавливаются два вида удаления аэрозолей из атмосферы — гравитационное осаждение и вымывание дождем и снегом. В аридных зонах без атмосферных осадков наибольшее значение имеет гравитационное осаждение, а в гумидных — вымывание. Перенос частиц идет не сальтацией и перекатыванием, как для песка, а исключительно во взвеси, нередко на больших высотах, что дает воз-

ость изучать концентрацию и свойства
оля в атмосфере.

кные результаты дает моделирование про-
переноса, основанное на наблюдениях
падением из тропосферы искусственных
активных трассеров, возникающих при
ах малой мощности, когда можно счи-
что все продукты взрыва остаются в пре-
тропосферы и не проникают в стратосфе-
Отметим в качестве примеров два таких
а, произведенных в северной аридной зо-
адиоактивные загрязнения внешней сре-
962):

зрыв в Сахаре 13 февраля 1960 г. (в арид-
оне), через четверо суток радиоактивные
ры достигли Крыма;

зрыв в Неваде (США) 7 марта 1955 г.,
пять суток осколочный материал выпал
йоне Ленинграда.

и многие другие факты подтверждают
тавления о быстроте и дальности тропо-
ого переноса аэрозоля (см. рис. 15).

годами ядерной метеорологии установи-
едующие основные закономерности, су-
енные для понимания переноса аэрозо-

еренос идет в основном в пределах той же
тной зоны, где произведен взрыв (в со-
ствии с общей циркуляцией атмосферы),
иональный перенос материала очень не-
ителен;

распространение продуктов взрыва в ме-
ональном направлении дает полосу ши-
й 10—20° от широты точки взрыва. На на-
ых этапах распространения ширина по-
равна 5—20% от расстояния, которое
ли частицы. Эти закономерности установ-
для умеренных гумидных и аридных зон,
проводились испытания.

чественное распределение аэрозолей
кеанами

ямых определений концентраций аэро-
в воздухе над океанами в настоящее вре-
овольно много. Наблюдения с кораблей,
летов и спутников в ряде мест дополняют-
руглогодичными наблюдениями на океан-
островах и кораблях погоды, многолет-
данными, получаемыми при изучении пы-
разрезах крупнейших ледников.

рис. 14 приведена сводка данных о сборах
оля над океанами. Видно, что исследова-
и охвачены почти все районы, для ряда
ков эти исследования достаточно детель-
длительные. Работами на островах и на
ках установлено, что в ряде мест поста-
ли имеет сезонный, а также и суточный

Фактические значения содержания эоловой взвеси над океанами были сведены на рис. 15, а абсолютные массы аэрозоля — даны на рис. 18, здесь же показаны данные длительных наблюдений на о. Барбадос, а также концентрация пыли в кернах ледников. Имеющиеся данные позволяют заключить, что содержание аэрозоля над океанами меняется почти в 10 тыс. раз — от 0,003 до 30 *мкг/м*³*, а близ крупных городов достигает 800 *мкг/м*³.

Наибольшее количество материалов получено из Атлантического океана. Здесь отчетливо выделяются два пояса, пересекающие океан и соответствующие зонам пассатных ветров и аридного климата.

По данным сетного метода, средняя концентрация пыли в воздухе восточной части океана в северной пассатной зоне составляет 24,5 *мкг/м*³, в южной пассатной — около 0,55 *мкг/м*³ (при разбросе 0,33—0,70), а на о. Св. Елены в среднем из пяти проб — 0,51 *мкг/м*³. Таким образом, средняя концентрация пыли в южной пассатной зоне почти в 40 раз ниже, чем в северной. Резко отлична также и окраска пыли: ярко-красная и красно-коричневая в северной зоне, черная и

---

* Приведенные цифры являются относительными, они основаны на данных улавливания аэрозоля сетями. Для получения абсолютных значений, как показывают эксперименты, они должны быть увеличены в 5 раз, а по определениям Е. Гольдберга с сотрудниками — в 10 раз (Delany a. o., 1967; Goldberg, Griffin, 1970).

▶

Р и с. 18. Роль эолового материала в терригенной седиментации

Абсолютные массы выпадений эолового материала в *мкг/см*² 1000 *лет*: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 50; *4* — более 50; *5—20* — данные советских (сборы В. Н. Живаго) и зарубежных морских экспедиций; *21* — данные наблюдений на островах, ледниках и во льдах Арктики; цифры — фактические значения (без поправок на эффективность улавливания сетей).

На врезках:

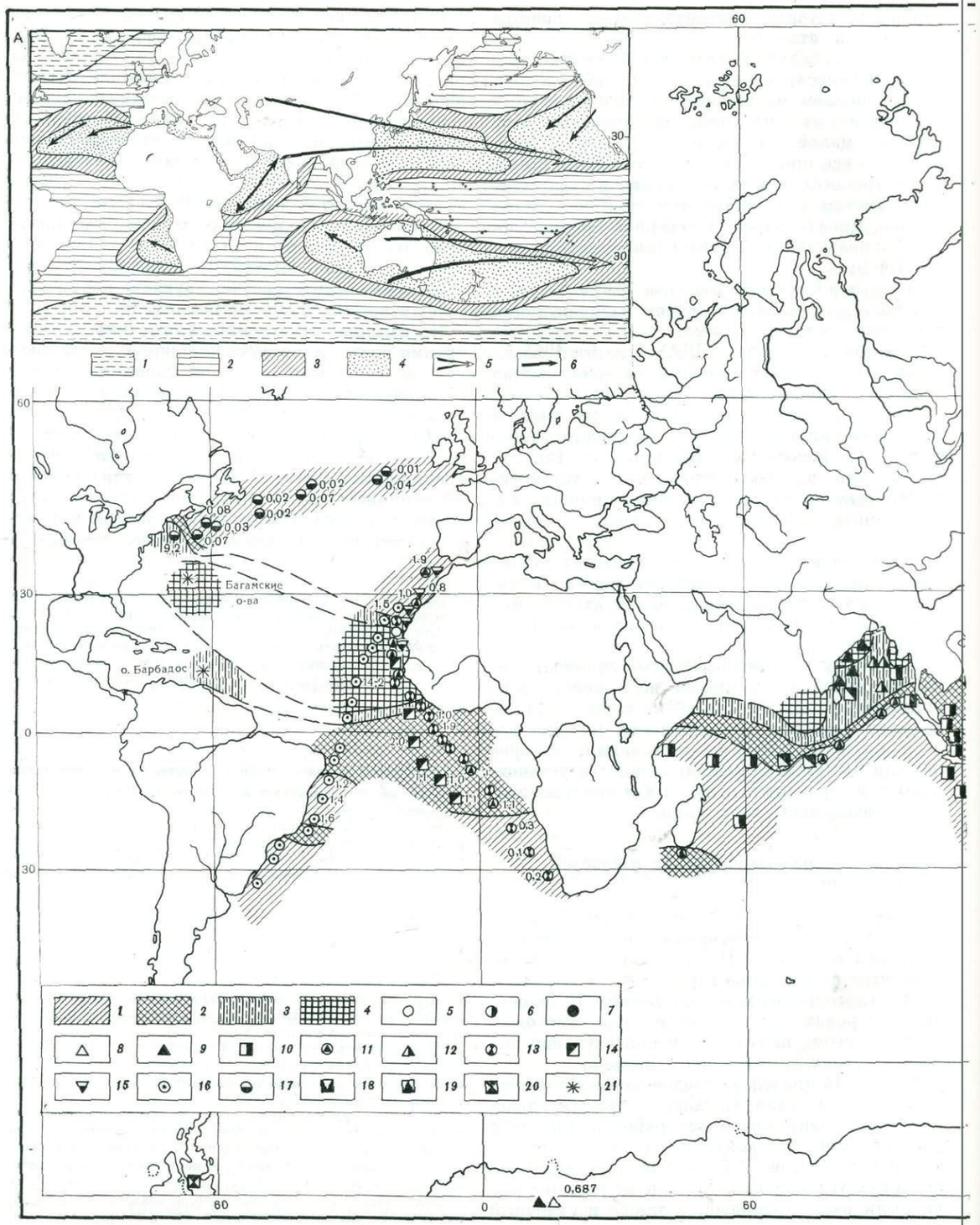
А. Вклад аэрозоля в терригенную седиментацию в океанах в %: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — более 50; *5* — пути переноса струйными течениями; *6* — пути переноса в тропосфере.

Б. Вертикальное распределение аэрозоля над Европой и Северной Америкой, до высоты 25 км; даты полетов и высоты тропопауз даны на рисунке (Юнге, 1965).

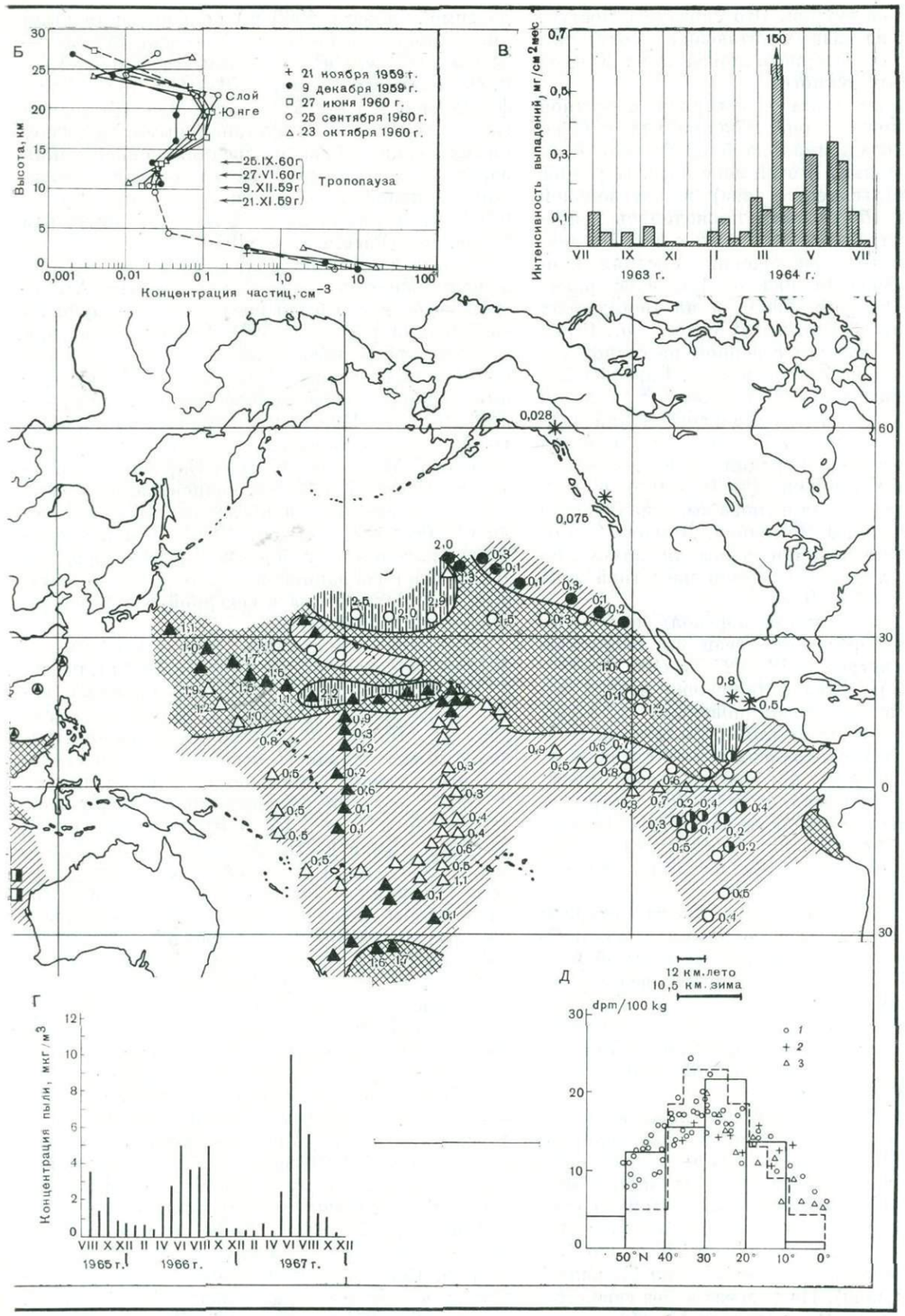
В. Интенсивность пылепадов в Калифорнии (Меза-Верде по наблюдениям в 1963—1964 гг. (Arrhenius, Bcnatti, 1965).

Г. Среднемесячная концентрация аэрозолей над о. Барбадос (сетные сборы) (Prospero, 1968).

Д. Широтное распределение Pb^{210} в поверхностных водах в Тихом океане в сопоставлении с распространением кварца в осадках (пунктирная линия) и с площадью аридных зон суши (сплошная линия). Над гистограммами: среднее положение по широте и высоте пояса струйных ветров в северной части океана (Nozaki, Tsunogai, 1973 a, b, с изменениями автора). Фактические значения содержания Pb^{210} на разрезах: *1* — 146° з. ш.; *2* — 170° з. ш.; *3* — 158° в. ш.


А
60
30
30
1
2
3
4
5
6
60
30
0
30
Багамские
о-ва
о. Барбадос
0,01
0,04
0,02
0,07
0,02
0,02
0,08
0,03
0,07
1,9
1,9
1,0
0,8
1,5
1,2
1,4
1,6
1,0
1,9
2,0
1,1
1,0
1,1
1,1
0,3
0,1
0,2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
0,687
60
0
60

74


Б
Высота, км
30
25
20
15
10
5
0
0,001
0,01
0 1
1,0
10
100
Концентрация частиц, см⁻³
+ 21 ноября 1959 г.
● 9 декабря 1959 г.
□ 27 июня 1960 г.
○ 25 сентября 1960 г.
△ 23 октября 1960 г.
Слой Юнге
25.IX.60г
27.VI.60г
9.XII.59г
21.XI.59г
Тропопауза
В
Интенсивность выпадений, мг/см² нед
0,7
0,5
0,3
0,1
150
VII
IX
XI
I
III
V
VII
1963 г.
1964 г.
0,028
0,075
60
30
0
30
0,8
0,5
Г
Концентрация пыли, мкг/м³
12
10
8
6
4
2
0
VIII X XII II IV VI VIII X XII II IV VI VIII X XII
1965 г.
1966 г.
1967 г.
Д
12 км лето
10,5 км зима
dpm/100 kg
30
20
10
0
1
2
3
50° N
40°
30°
20°
10°
0°

75

коричневая — в южной. Это связано с поступлением пыли из разных питающих провинций: из Сахары для северного пояса и из Южной Африки — для южного.

Концентрация пыли в северной пассатной зоне неравномерна: она максимальна у берегов Африки и минимальна близ берегов Центральной Америки. В этой зоне на о. Барбадос (Малые Антильские острова) в аэрозольной обсерватории сборы пыли проводились непрерывно на протяжении нескольких лет. По данным 25-месячных наблюдений, средняя концентрация аэрозоля над о. Барбадос равна 2,5 *мкг/м*^{3} (Prospero, 1968), а на Бермудских островах — около 6 *мкг/м*^{3} (Chester a. o., 1971). Концентрация пыли в северной пассатной зоне зимой резко снижается и на о. Барбадос находится в пределах 0,2—0,8 *мкг/м*^{3}, а летом растет до 5—10 *мкг/м*^{3}. Трансокеанский разрез, выполненный зимой 1970/71 г., показал максимальные концентрации (0,96 *мкг/м*^{3}) у берегов Африки, низкие (до 0,3—0,5) в центральной части океана и снова высокие (до 0,87) у берегов Флориды (Богданов, Живаго, 1974). Снижение концентрации аэрозоля зимой по сравнению с летом в северной пассатной зоне уменьшается в 5—10 раз.

Круглогодичный поток аэрозоля из Северной Африки пересекает океан со скоростью пассатных ветров 18—22 *км/час* (430—530 *км/сутки*). Была установлена четкая зависимость между возникновением пылевых бурь в Африке и выпадениями пыли на о. Барбадос, с интервалом времени в 5—6 суток, т. е. среднее расстояние, которое проходит пылевой материал, составляет 500—750 *км/сутки*, что соответствует скорости пассатных ветров. Годовой ход концентрации аэрозоля на о. Барбадос соответствует частоте песчаных ветров в Сахаре (см. рис. 18, *Г*).

Длина пояса выпадения пыли из Северной Африки соответствует расстоянию в Атлантическом океане от Африки до Центральной Америки, т. е. 4—5 тыс. *км* (ширина пояса составляет в разных местах от 25 до 15°). Площадь особенно сильного, определяющего влияния эолового материала на океанскую седиментацию только в северной аридной зоне океана равняется 11 млн. *км*^{2}.

Намного ниже концентрация пыли в гумидных зонах океана — северной, экваториальной и южной. Показательны в этом отношении данные, полученные при работах на английском судне «Дискавери». Так, концентрация пыли быстро падала — от 10 *мкг/м*^{3} близ Дакара (аридная зона) до 0,3 *мкг/м*^{3} около Канарских островов и 0,02 *мкг/м*^{3} близ Гибралтара (гумидная зона). На разрезе через северную гумидную зону от Ирландии до Ньюфаундленда зимой (январь 1969 г.) концентрация пыли оказалась почти постоянной и очень низкой — около 0,003 *мкг/м*^{3}, а летом (в августе) — 0,003 близ Ирландии, 0,01—0,03 близ Ньюфаундленда и 4 *мкг/м*^{3} в заливе Мэн. Последняя цифра связана с индустриальными загрязнениями. Таким образом, средняя концентрация аэрозоля в открытых частях океана в северной гумидной зоне почти постоянна —0,01—0,003 *мкг/м*^{3}, т. е. на 1—2 порядка ниже, чем в аридной (Parkin a. o., 1970).

Ценные данные по количественному распределению аэрозоля над северной частью Атлантического океана были получены при изучении содержания радона (Rn^{222}). Он возникает при распаде урана почвенных и пылевых частиц (период полураспада 3,82 суток). Концентрация радона — мера количественного содержания аэрозоля. При полете самолета по маршруту Майами — Барбадос — Дакар — Острова Зеленого Мыса (г. Сал) — Барбадос — Майами 8—12 октября 1968 г. концентрация радона в воздухе менялась в пределах 1—55 *пикокюри/м*^{3} (Prospero, Carlson, 1970), с максимальными значениями у берегов Африки (аридная зона). Цвет собранной в полете пыли — обычный для этого сезона в северной части океана (красно-коричневый).

Интересно сопоставить результаты многолетних наблюдений за выпадением пыли на о. Барбадос, а также у берегов Африки с метеорологическими данными о сухой мгле (см. рис. 15). Видно, что наибольшее распространение и интенсивность пылевой мглы в северной части океана наблюдается не летом, как на о. Барбадос, а зимой, когда дымка пересекает весь океан (см. рис. 15, *А*,*В*). Берегов Южной Америки дымка достигает южнее о. Барбадос, южнее проходит и весенний (март — май) максимум дымки. В июне — сентябре дымка гораздо слабее, но по широте область ее распространения совпадает с о. Барбадос. Таким образом, наблюдения на о. Барбадос лишь в слабой степени отражают действительные масштабы эолового переноса пыли Сахары через Атлантический океан: в целом процесс намного обширнее и мощнее. Вся северная аридная зона находится под влиянием этого процесса.

Данных по аэрозолям Индийского океана значительно меньше, они получены в основном в экспедициях Института океанологии АН СССР (Живаго, 1975) и относятся к весеннему и летнему сезонам. Распределение аэрозолей осложняется муссонным режимом северной части океана (море муссонов) в отличие от пассатного режима в южной его половине. Система южных (юго-восточных) пассатных ветров проходит между 15 и 25° ю. ш. летом и 5 и 25° ю. ш. зимой. Летние муссоны

юго-западные, зимние — северо-восточные, их смена в октябре. Зимний муссон несет почти в 20 раз больше аэрозоля, чем летний (1,9 против 0,1 *мкг/м*³), что связано с захватом аэрозоля из пустынь Индии и Пакистана. Отмечены высокие концентрации пыли в Бенгальском заливе, достигающие 6,6—8 *мкг/м*³ (Goldberg, Griffin, 1970), что отвечает дальнему выносу аэрозоля из пустынь Азии (Азиатский атмосферный максимум в январе — феврале), а близ Шри Ланка — 4,4 *мкг/м*³ (Aston a. o., 1973; Живаго, 1975). Для северной аридной зоны Индийского океана в целом характерны содержания аэрозоля почти в 8 раз большие, чем для южной (исследованиями не охвачен район, примыкающий к Австралии). У берегов Африки, где зимой расположен Южно-Африканский атмосферный минимум, концентрации падают до 0,6—3 *мкг/м*³.

Концентрация аэрозоля над северной частью Индийского океана (Аравийское море) изучалась также по распределению Rn^{222} в приводном слое воздуха (Rama, 1969). Пробы отбирались с палубы судна в период летнего муссона, когда содержание взвеси незначительно. В экваториальном морском воздухе содержание радона равно 1—4 *пикокюри/м*³, а в северной части Аравийского моря — 20—30. Если принять концентрацию радона (и пыли) в экваториальном воздухе за единицу, то в это время сравнительно с экваториальной зоной она повышается в 5—30 раз, что близко к изменениям в Атлантике (в 55 раз). Резкая смена имеет место на 65° в. д.

Зимой концентрация радона в Аравийском море 25—65 *пикокюри/м*³ при среднем значении около 40, т. е. даже превышает его концентрацию над аридными районами Атлантики. В Аравийском море она повышается летом в 5—30 раз, а зимой в 40—60 раз, что соответствует и данным прямых наблюдений.

Наблюдения с самолетов и ИСЗ показывают, что весной над пустынями Северной Африки и Аравии возникает мощное облако пыли, которое делается тоньше по мере удаления на восток, а затем снова становится плотным и мощным над пустыней Раджастан. Отсюда пыль распространяется далее на восток, достигая Бирмы, Таиланда, Кампучии, а также на юг. В северной части Аравийского моря верхняя кромка постоянного аэрозольного облака определена с самолетов на высоте 7500 *м*, а над пустыней Раджастан — более 9000 *м*, в долине р. Ганга — 5100 *м*. Южный край аэрозольного облака достигает 8° ю. ш., восточный — Малайского полуострова; в Таиланде и Бирме верхняя кромка находилась на высоте 6000 *м*. Максимальные плотность и высота пылевого облака отмечены в районе пустыни Тар, где видимость снижается до 2—3 *км*. В мае 1963 г. космонавт Купер (США) сделал несколько снимков этого района, на которых четко видны облака пыли (Brysen, Baerries, 1967). Область значительного поступления эолового материала в северную часть океана имеет протяженность 6—7 тыс. *км* в длину и около 1 тыс. *км* в ширину, т. е. составляет 6—7 млн. *км*². *Это вторая после аридной Атлантики область определяющего влияния аэрозоля на пелагическую седиментацию.*

Перенос пыли в сторону океана неоднократно наблюдался и в Тихом океане, в аридной зоне у берегов Калифорнии. Так, 13 ноября 1961 г. при ветре около 13 *м/сек* возникли мощные пылевые облака, которые были видны в г. Сан-Диего, а также над океаном и на островах Сан-Клементе и Санта-Каталина на удалении около 100 *км* от суши. Эти облака наблюдались затем на протяжении двух суток кораблями и самолетами США на высоте 900 *м*. По минеральному составу и остаткам микрофлоры и фауны установлено, что это типичная пыль пустыни Сонора. Сходный пылевой шторм также наблюдался около г. Сан-Диего 9 августа 1964 г. (Arrhenius, Bonatti, 1965).

Данные о концентрации эолового материала над юго-восточной частью океана получены в основном в экспедициях Института океанологии АН СССР (Богданов, Живаго, 1974), а также в двух экспедициях США (Prospero, Bonatti, 1969; Ferguson a. o., 1970). Все определения сделаны для весеннего и летнего сезонов. Особенности областей питания определяют низкие значения концентрации аэрозоля. На фоне слабого тропосферного переноса в Тихом океане выявляется поступление материала из стратосферного резервуара и со струйными течениями, располагающимися на границах стратосферы и тропосферы. В частности, как будет показано далее, в северной части океана определяющим является эоловый материал из пустынь Центральной Азии, а в южной — из Австралии. Дальность переноса струйными течениями превышает в Тихом океане 10 тыс. *км*, площадь распространения — десятки миллионов квадратных километров.

Средние концентрации аэрозоля в северной гумидной зоне океана составляют 0,01—0,04 *мкг/м*³, в аридной — почти на порядок больше, чем в гумидной, но в 10—15 раз меньше, чем в аридной зоне Атлантики. Типична очень высокая концентрация (1—2 *мкг/м*³) в северной части аридной зоны по 30° с. ш. Концентрация пыли в южной аридной зоне в Тихом океане выше, чем в Индийском, что определяется влиянием Австралии и пустынь Южной Америки. В экваториальной зоне аэрозоля в 2—3 раза меньше, чем в той же зоне Атлантики.

Независимые данные о содержании аэрозоля

в северной и центральной частях Тихого океана были получены при изучении распределения Pb^{210} в поверхностном слое вод (Tsunogai, Nozaki, 1971). Этот изотоп через ряд промежуточных продуктов распада возникает из Rn^{222}, который в свою очередь образуется из U^{238} пылевых частиц. Содержание Pb^{210} (период полураспада 21,4 года), как и радона, является мерой содержания пыли.

На основе многочисленных определений концентрации Pb^{210} в водах северной и южной частей океана было установлено, что она обусловлена широтной зональностью (см. рис. 18, *Д*) и почти не меняется по долготе, т. е. циркумконтинентальная зональность для Pb^{210} не проявляется. Это объясняется тем, что поступление главной части Pb^{210} (и пыли) связано здесь со струйными течениями. Количественное распределение Pb^{210} по широтным поясам пропорционально площади аридных областей суши и совпадает с поясным распределением аэрозоля. Второй пояс высокого содержания Pb^{210} был выявлен в южной аридной зоне Тихого океана с максимумом на 20° ю. ш.

* * *

О среднем содержании пылевых частиц в воздушных массах разного происхождения можно судить и по дальности видимости. В арктическом воздухе она обычно составляет 48 *км*, в морском полярном — 40, в континентальном полярном — 30 и в тропическом (аридном) — около 17 *км*. По данным измерений кониметром, в 1 $см^3$ арктического воздуха содержится 1—4 пылинки, а в том же объеме аридного — 15—30.

Много данных получено и по выпадению пыли с дождями. Так, в Лондоне в среднем из 73 наблюдений в 1 *л* дождевой воды содержится 39,5 *мг* пыли (Фетт, 1961), а при выпадениях пыли из Африки, принесенной струйными течениями на Северный Кавказ в марте 1962 г., — до 3000 *мг/л* (Заморский, 1964).

Сопоставляя карты 14, 15, 18 и приведенные в табл. 10 значения, можно сделать общие выводы о концентрации аэрозоля в разных частях океанов:

1) наибольшие концентрации эолового материала отмечаются в северном материковом полушарии;

2) средняя концентрация аэрозолей меняется закономерно и зависит от климатической зональности (максимум в северных аридных зонах, минимум — в гумидных), от удаления от суши (циркумконтинентальная зональность) и от высоты (вертикальная зональность);

3) в соответствии с площадью областей питания (пустынь, степей, пахотных земель), их широтным положением и особенностями циркуляции атмосферы выявляются области наибольшего влияния аэрозолей на океанскую седиментацию — северные части Тихого (самая крупная по площади), Атлантического и Индийского океанов, а также районы, прилегающие к Австралии. Масштабы выпадения эолового материала и его влияния на пелагическую седиментацию могут быть определены методом абсолютных масс.

Таблица 10

Средние годовые содержания эоловой взвеси над океанами* (Prospero, Bonatti, 1969; Ferguson a. o., 1970; Aston a. o., 1973; Живаго, Богданов, 1974; Живаго, 1975)

Зона или часть океана**	Средняя концентрация, *мкг/м³*	
	открытые районы	прибрежные районы
Атлантический океан		
Северная гумидная	0,1—0,01	До 20
Северная аридная (с.-в. пассат)	7,7	10—50
Экваториальная (экватор. конвергенция)	0,61	Не опр.
Южная аридная (ю.-в. пассат)	0,78	
Среднее для Северной Атлантики	3,9	
Среднее для Южной Атлантики	0,76	
Индийский океан		
Северная аридная (с.-в. муссон)	1,9	10—83
Северная аридная (ю.-в. муссон)	0,1	6—27
Южная аридная (с.-з. муссон)	0,24	
Южная аридная (ю.-в. муссон)	0,03	
Бенгальский залив	6,8	
Среднее для северной части Индийского океана	1,2	Не опр.
Среднее для южной части Индийского океана	0,68	
Тихий океан		
Японское море	0,02	Не опр.
Южно-Китайское море (ю.-з. муссон)	0,21	
Северная гумидная	0,04—0,01	До 5
Северная аридная	0,5—1,0	До 10
Экваториальная гумидная	0,2—0,3	
Южная аридная	0,1—0,3	До 6

* Цифры без поправки на интенсивность улавливания сетями.

** Среднее содержание взвеси над континентами: сельскохозяйственные районы США (30 анализов) — 28 *мкг/м³*; над городами США (217 анализов) — 102 *мкг/м³*.

Абсолютные массы эолового материала и его вклад в океанскую седиментацию

На основе данных о концентрации аэрозоля и его крупности можно подсчитать скорость осаждения частиц разных размеров за сутки и суммарную скорость их накопления на единице поверхности, т. е. вычислить абсолютные массы седиментации аэрозоля. Есть по крайней мере четыре пути реализации этой задачи.

1. Из данных по гранулометрическому составу, при их выражении не в счетных, а в весовых значениях, следует, что повсеместно, кроме прибрежных районов, в составе тропосферного эолового материала доминируют частицы крупностью от 2 до 10 *мк*. Они составляют обычно по весу 70—90% от аэрозоля. Выделяется и еще более узкая гранулометрическая полоса — с модой 2—5 *мкм*, а из кумулятивных графиков устанавливается медиана, равная 3,0—3,5 *мкм*. По этому среднему размеру частиц нетрудно определить скорость их осаждения (по закону Стокса с поправкой Куннингама), т. е. установить, из столба какой высоты осаждаются частицы за сутки. Далее по концентрации аэрозоля определяют весовое содержание пыли в столбе с основанием 1 *см*^{2}, т. е. переходят к абсолютным массам.

2. Подсчет ведется по каждой фракции отдельно с определением высоты столба суточного выпадения, после чего можно подсчитать накопление отдельно каждой фракции за сутки и перейти к суммарной абсолютной массе.

3. Первые два метода учитывают сухое выпадение, они наиболее применимы в аридных зонах. В гумидных главную роль играет вымывание аэрозоля осадками. Исходя из определяющей роли вымывания аэрозолей дождями (см. рис. 16, *Б*), устанавливают количество дождей и снегопадов в год. Так, в умеренных зонах среднее их количество около 40 в год, т. е. один раз в 9—10 суток (Goldberg, 1972). Обычная высота дождевой облачности принимается в 3 тыс. *м*. Зная концентрацию аэрозоля в столбе 0—3 тыс. *м*, определяют разовое вымывание, считая, что аэрозоль удаляется полностью. Далее переходят к годовой абсолютной массе (40 циклов в год). Этот метод может контролироваться прямыми определениями содержания минеральной части в дождевых водах, но не характеризует гравитационного выпадения.

4. Определение скорости накопления льда в крупнейших ледниках и концентрации аэрозольного материала в них. Ледники — природные ловушки аэрозольного материала (гравитационного и вымывания).

Общим недостатком этих методов является то, что с их помощью может быть определена лишь минимальная абсолютная масса, поскольку улавливается и учитывается только часть вещества аэрозоля. По данным разных исследователей, полученные значения должны быть увеличены в несколько раз. Поэтому приведенные на рис. 18 значения абсолютных масс эолового материала нужно принимать как относительные, они показывают лишь минимальные масштабы выпадений в разных частях океана, но для прямого сопоставления со значениями абсолютных масс терригенного материала использоваться не могут. Значения абсолютных масс, естественно, сильно различаются и зависят от сезона, погоды, силы и направления ветра. Особенно велики изменения в гумидных зонах. Тем не менее удается отчетливо выделить два пояса, где концентрация эолового материала наиболее значительна и постоянна,— северный и южный аридные. Они оконтуриваются значениями абсолютных масс в 5—10 *мкг/м*^{3}/1000 *лет* и более. Распределение абсолютных масс в пределах этих поясов также неравномерно. Наибольшие абсолютные массы отчетливо тяготеют к северному поясу, особенно к его частям, расположенным в Атлантике и в Тихом океане, а также в Аравийском море и Бенгальском заливе. В пределах северного пояса обычны значения абсолютных масс 10—100, а в Атлантическом океане и Аравийском море — более $100 \cdot 10^{-3}$ С. Этот пояс в общем соответствует зонам широкого распространения пустынь и степей, дымки и пылевой мглы (см. рис. 15), он подтверждается и данными наблюдений со спутников и самолетов, определениями аэрозоля в ледниках.

Интересные данные об абсолютных массах эолового материала, выпадающего в США на плато Колорадо (Меза-Верде), приводятся на рис. 18, *В*. Сбор эоловой пыли в этом районе проводили с площади 1 *м*^{2} с двухнедельным интервалом. На этом рисунке хорошо видно, что скорость выпадения пыли имеет сезонный ход с максимумом в весенне-летнее время, когда особенно часты пыльные бури.

Среднее выпадение аэрозолей за год — 3,6 *мг/см*^{2}, т. е. 3,6 С, причем около половины выпало во время пылепада в марте 1963 г. (слой около 20 *мкм*).

Ледники Арктики и Антарктики, а также крупные горные ледники представляют собой естественные бассейны аккумуляции аэрозоля. Абсолютные массы аэрозоля могут быть изучены в пространстве — в ледниках разных климатических зон и во времени — при изучении кернов льда, полученных бурением. Сейчас проведено бурение во многих точках Антарктиды, Гренландии, а также на крупнейших горных ледниках с проходкой всей толщи ледника.

Особый интерес представляет разделение локальной и глобальной составляющих аэрозоля в ледниках. Минералогические исследования дают основание считать, что частицы крупнее 20 *мкм* относятся к локальному материалу, более тонкие — к продуктам тропосферного и глобального переносов. Из общей схемы циркуляции атмосферы (см. рис. 13) видно, что в смысле возможностей поставки глобального материала ледники, расположенные на разных широтах, находятся в неравном положении.

Больше всего материала глобальных выпадений там, где имеет место тропосферный перенос или опускание (конвергенция) воздушных масс из стратосферы (см. рис. 13): одна такая зона совпадает с аридными зонами на границе их с гумидными (на 30° ш.), другая — с ледовыми (Антарктида, Гренландия). К сожалению, главная часть данных по ледникам приходится на ледовые и гумидные зоны, т. е. она не характерна для полосы основного переноса в аридных зонах.

Для выяснения абсолютных масс пыли в ледниках необходимо знать скорость накопления льда, а также концентрацию пылевого материала в ледяном керне. Надежная датировка возрастов и скорости накопления льда обеспечивается применением методов криохронологии (по изотопам Pb^{210} и др.), а также криостратиграфии.

Скорость аккумуляции снега в Антарктиде (центральная часть) колеблется в пределах 1,9—6,5 *г/см²/год*, в среднем по 29 станциям— 4,4 *г/см²/год* (4400 С) (Picciotto, 1967). Устанавливается следующая общая закономерность: скорость питания наименьшая (менее 10 *г/см²/год*) в центральных частях и максимальная (до 30—90) в периферических, близ океана (Атлас Антарктики, 1966, 1969); на Антарктическом полуострове — 56—63 *г/см²/год* (Gliozzi, 1966). Как среднюю величину многие авторы принимают значение 15 *г/см²/год* (15 000 С).

По подсчетам Маршалла (Marshall, 1962), главная часть минеральных зерен в кернах льда района ст. Бэрд (Антарктида) имеет диаметр от 0,7 до 10 *мкм*, т. е. относится к тропосферным и стратосферным аэрозолям. Выпадение составляет 0,2595 *см³/м²/год* (принимая уд. вес 2,65, получаем ежегодную аккумуляцию 0,687 *г/м²/год*). В среднем для трех слоев получается абсолютная масса минерального материала 0,342 *г/м²/год* (0,03 С).

Для Гренландии среднее значение выпадения снега принимается в 5—7 *г/см²/год* (5000—7000 С) (Ambach, Dansgaard, 1970). Определения абсолютных масс сделаны здесь для отрезка ледового керна, отвечающего горизонту 380 *м*, что соответствует времени 700 лет назад (скорость накопления льда 36—42 *см/год*). Выпадение частиц размером больше 0,6 *мкм* здесь определено в 2 *мкг/год*, т. е. $2 \cdot 10^{-3}$ С (Hamilton, Longway, 1967). Среднее содержание пыли в ледниках Гренландии (35 *мкг*) в 15—20 раз выше, чем в ледниках Антарктиды (около 2 *мкг*), т. е. 2 *мкг* пыли в 1 *кг* льда (Murosumi a. o., 1969). По определениям Фейрмана (Fireman, 1968), ледники Гренландии содержат еще больше аэрозоля — около 60 *мкг* пыли в 1 *кг* льда. Последние определения особенно надежны, так как получены из колоссальных объемов льда (тысячи тонн). Если принять 60 *мкг* как самую надежную цифру, то абсолютная масса выпадений аэрозолей в Гренландии подтверждается и составляет $2 \cdot 10^{-3}$ С.

В Центральной Арктике (ледовая зона) пробы эолового материала удалось получить из льда и снега двух ледовых островов (Т-3 и Арлис-IV), удаленных один от другого на 1200 *км*. В среднем из 6 проб снега абсолютные массы выпадения аэрозоля составляют от 0,053 до 0,27 *мг/см²/1000* лет, около $0{,}1 \cdot 10^{-3}$ С. При средней скорости седиментации в Арктике около 2 Б это составляет 10% от осадочного материала, а для пелитовой фракции — 23% (Mullen a. o., 1972). Судя по изучению длинных колонок, скорость поступления эолового материала не менялась здесь за последние 2—3 млн. лет.

Приведенные цифры характеризуют минимальный аэрозольный фон нашей планеты, они на порядок ниже средних скоростей седиментации терригенного материала в океанах (см. рис. 5). Однако если сравнить среднюю концентрацию аэрозоля в гумидных и в особенности ледовых зонах (где содержание пыли особенно ничтожно) с его концентрацией в аридных зонах, то можно видеть, что разница здесь на 1—2 порядка (см. рис. 15). Таким образом, в аридных зонах вероятные абсолютные массы должны быть того же порядка, что и массы терригенного материала. Более надежные обоснования получаются при изучении вещественного состава аэрозолей в сопоставлении с составом донных осадков.

Гранулометрический состав тропосферного аэрозоля

Размеры частиц аэрозолей находятся обычно в пределах от 0,1 до менее 0,001 *мм*, или ядер Айткена (диаметр меньше 1—0,1 *мкм*). Эти мелкие ядра количественно преобладают. Средний же размер частиц тропосферной пыли принимается равным 1—5 *мкм*, чаще всего около 2—3 *мкм*.

Частицы Айткена, несмотря на их обилие, составляют по весу не более 10—20% от аэрозоля, остальные 80—90% приходятся на более

крупный материал, так называемые большие и гигантские частицы (Юнге, 1965; Селезнева, 1966). Над океаном значительную роль играют частицы морской соли. При нормальных условиях и относительной влажности 80% их максимум приходится на фракцию 0,25 *мкм*. При сетных сборах взвеси и ультрафильтрации соли удаляются из аэрозоля промывкой и не учитываются при определении концентраций.

Частицы крупнее 0,04 *мкм* (крупные алевриты и пески) под действием гравитационных сил быстро осаждаются и поэтому не идут дальше локальных выпадений. Таким образом, существуют верхний и нижний пределы крупности частиц, переносимых в тропосфере,— от 0,04 до 0,00001 *мм*.

Гранулометрия пыли, выносимой из Сахары, определялась как в Европе (Galopin, 1951), так и в открытых частях Атлантического океана на разных удалениях от Африки, вплоть до о. Барбадос — в 4 тыс. *км* от Сахары (табл. 11). Из табл. 11 видно, что магнитная (предположительно космическая) и немагнитная фракции аэрозоля состоят из частиц размером от 2 до 20 *мкм*.

С увеличением расстояния от Сахары (проба 17) частицы становятся заметно мельче, а по мере приближения к Антарктике (проба *39*) — снова укрупняются.

Представления об истинном гранулометрическом составе аэрозолей оказываются несколько искаженными при использовании сетной техники сбора. Было показано, что при средней скорости ветра, соответствующей пассатному переносу (6—7 *м/сек*), эффективность улавливания частиц более 5 *мкм* составляет 90—100% частиц 2—5 *мкм* — от 50 до 90%, для частиц меньше 2 *мкм* она быстро падает, составляя в интервале 1—2 *мкм* 15—50%, для частиц менее 0,5 *мкм* — около 0 (Parkin a. o., 1970), т. е. тонкая часть аэрозоля сетями не улавливается.

Для устранения этого затруднения в советских экспедициях используется одновременно с сетями счетная техника — ультрамикроскопы типа ВДК или счетчики аэрозольных частиц АЗ-4 (Богданов, Живаго, 1974). К сожалению, эти приборы учитывают также частицы морской соли, а счетные концентрации выражаются в количестве частиц, а не в весовых процентах. Для перехода к весовым концентрациям мной был выполнен пересчет, исходя из сферической формы частиц и среднего их удельного веса 2,0 (см. табл. 11). Наибольшие значения для тропосферного аэрозоля имеет фракция от 2 до 10 *мкм*, составляющая обычно 50—80%. Тонкого материала, для которого получаются наибольшие значения счетных частиц в весовом выражении, очень мало — чаще всего меньше 10%, а в центральной части океана 16—18%.

В периоды пыльных бурь в Сахаре (точнее, через 5—6 суток после них) увеличивается не

Таблица 11

Гранулометрический состав аэрозоля над Атлантическим океаном (в %) на основании подсчета частиц прибором АЗ-4 и сетных сборов на о. Барбадос* (по Ю. А. Богданову и В. Н. Живаго, 1974)

Район	Фракция, *мкм*					
	>10	10—5	5—2	2—1	1,0—0,5	0,5—0,25
Балтийское море		17,1	40,5	3,8	37,5	1,0
Кильский канал		11,8	16,0	22,2	46,4	3,6
Северное море		15,1	31,4	14,7	30,5	8,4
У берегов Восточной Африки		11,5	40,5	19,7	9,6	18,7
Разрез Восточная Африка — Карибское море						
проба 17		50,0	29,1	12,2	3,1	5,5
проба 18		53,5	28,3	8,5	5,7	4,0
проба 28		29,1	42,0	9,9	3,1	16,0
проба 29		22,6	43,0	12,2	3,8	18,5
проба 36		52,0	34,4	6,9	2,3	4,5
проба 39		55,5	32,7	6,1	1,6	4,2
Среднее для северной аридной зоны (зима 1971 г.)		49,7	33,0	8,2	3,0	6,2
О. Барбадос, спокойный период	0—20**	5,20	30—40	40—60***	Не определялось	
О. Барбадос, период пыльных бурь в Сахаре	19—25**	30—32	15—17	30—32***	»	

* Для о. Барбадос данные сетных сборов (Delany a. o., 1967; Prospero a. o., 1968, 1969).
** Фракция 10—20 и > 20 *мкм*. *** Фракция < 2 *мкм*.

только общая концентрация аэрозоля над Барбадосом, но и крупность частиц, что связано с подъемом пылевого облака над Сахарой на большую высоту (см. табл. 11). У берегов Африки (близ Дакара) в эоловой взвеси самые крупные частицы имели диаметр 23 *мкм*, т. е. представляли собой лёссы. Близ Барбадоса самые крупные частицы — 11 *мкм* (Parkin a. o., 1970).

Частицы диаметром более 10 *мкм* (лёссовые) встречаются в эоловом материале не только по периферии океанов, но в небольших количествах и на расстояниях до 4—6 тыс. *км* от пустынь, что видно по данным как из Атлантики, так и из Тихого океана (Bonatti, Arrhenius, 1965).

В восточной части Тихого океана максимальный размер частиц на значительном удалении от суши не превышает 10 *мкм* (Prospero, Bonatti, 1969).

Медианный диаметр тропосферного аэрозоля находится в пределах 2—5 *мкм*, т. е. основная его часть относится к среднепелитовой фракции. В области тропосферного переноса из пустынь Центральной Азии в северную часть Тихого океана (струйные течения) резко преобладает аэрозоль крупностью 2—10 *мкм* (сборы на островах Хоккайдо и Хонсю). Кварц в почвах Гавайских островов имеет ту же крупность частиц: фракция 2—10 *мкм* составляет 65—75%, а менее 2 *мкм* — 10—20%. Сходство гранулометрии позволяет говорить о переносе кварца из Центральной Азии до Гавайских островов, т. е. на 8—10 тыс. *км*, что почти в 2 раза превышает дальность переноса от Восточной Африки до о. Барбадос.

А л е в р и т о в ы й т р о п о с ф е р н ы й а э р о з о л ь (л ё с с ы). Свойства тропосферных аэрозолей и места их выпадения среди прочих факторов, как отмечалось, в значительной мере определяются гранулометрическим составом. Наиболее крупный материал тропосферного переноса алевритовый. На суше он образует скопления лёссов, в значительной своей части попадающие и в океаны. Лёссы представляют собой мелкую фракцию аллювиального или моренного материала, которая выносится ветрами из пустынь и областей оледенения и выпадает на больших площадях. Для определения лёссовой части в отложениях необходимо сопоставить крупность аллювиальных отложений, не переработанных ветром, и песков пустыни. Разница в 20—30% приходится на мелкозем (обычно во фракции мельче 0,1 *мм* в аллювии — 30—40%, в песках — 10—15%). Как справедливо указывает Д. В. Наливкин (1956, стр. 236), «количество лёсса будет равно приблизительно половине количества песка, заполняющего наши пустыни. Количество это достаточно велико». Образование эоловых песков, лёссов, а затем более тонкого пелитового аэрозоля — все это звенья единого процесса дифференциации осадочного материала аридных областей. Площадь распределения лёссов на суше составляет 35—40 млн. *км*^{2}, не меньшие площади лёссы должны занимать и в океанах.

Для лёссов на суше характерно плащевидное залегание, при этом они лежат на высших точках водоразделов; типично и их распространение по периферии современных пустынь или древних областей оледенения. Минеральный состав обычно отличен от состава местного флювиогенного материала, гранулометрия закономерно меняется по мере удаления от вероятного источника.

Особенно примечателен гранулометрический состав лёссов: содержание фракции больше 0,25 *мм* обычно составляет менее 5%, главенствуют зерна мелкого алеврита (0,05—0,01 *мм*) — от 30 до 60%, значительно содержание пелита — до 30%. По всем этим показателям наземные лёссы соответствуют мелкоземам морен и аллювиальных отложений до их переработки ветром.

Минеральный и химический состав наземных лёссов отвечают соответствующим показателям для песков пустынь и областей древнего оледенения. Типично резкое преобладание кварца, встречаются также полевые шпаты, слюды, глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит и др.). Содержание тяжелых минералов незначительно, их основная часть остается в песках пустынь и моренах.

Лёссы разных областей своим минеральным и химическим составом обязаны породам питающих провинций, единым для них является только их гранулометрический состав, обусловленный эоловым генезисом. Это, в частности, подтверждается детальным сопоставлением лёссов Европы и США (Swinford, Frye, 1955).

Пока имеется мало данных о распространении лёссов в океанских и морских отложениях, где алевритовые эоловые зерна редко образуют сплошные лёссовые толщи, а чаще всего разбавлены флювиогенным и биогенным материалом, т. е. являются примесями. Совершенно очевидно, что искать такой материал нужно прежде всего по периферии современных пустынь, а также областей древнего оледенения, т. е. в северных частях Атлантического и Тихого океанов. Песчано-алевритовые фракции аридных зон шельфов Африки, в частности, образовались за счет песков пустынь (Сенин, 1974).

В восточной части Тихого океана под слоем современных осадков (5—6 *м*) с помощью эхолота в ряде мест был обнаружен четкий отра-

жающий горизонт (см. рис. 17, *В*). В ряде мест трубками удалось получить пробы из этого слоя, который оказался сложенным и хорошо отсортированным алевритом (фракция $< 0{,}1$ *мм* — 48%). Осадки из верхнего слоя намного тоньше, диаметр их частиц 0,005—0,01 *мм*. Минералогия отражающего слоя на большом протяжении однообразна: в наибольших количествах присутствуют кварц (22—31%), плагиоклазы (20—25%), мусковит (1—2%), что дает основание считать отражающий слой эоловым (Bonatti, Arrhenius, 1965). Его возраст по C^{14} более 40 тыс. лет. Минералогия и гранулометрия этого слоя аналогичны эоловой пыли района Сан-Диего.

Гранулометрический состав пыли из Ла-Хойя (Калифорния) показывает явное преобладание фракции 0,04—0,08 *мм* (см. рис. 17, *В*, *а*). В древних лёссах Меза-Верде (Калифорния) мода приходится на фракцию 0,06—0,08 *мм*. На том же рис. 17, *В*, *б* показана гранулометрия донных осадков с поверхности дна и из погребенного слоя в восточной части Тихого океана (океанский лёсс?), со ст. Запотек-I (28°45′ с. ш., 117°38′ з. д.). Видно, что пик 0,02—0,04 *мм* в отражающем слое выражен ярче. Судя по сходству минералогии современных и древних алевритов (Bonatti, Arrhenius, 1965), можно считать, что здесь в океане откладывалась наиболее тонкая часть лёсса. Лёссы Меза-Верде представляют собой более грубый алевритовый материал, отложившийся ближе к источнику (пустыня Сонора). Максимальные расстояния, на которые прослеживается отражающий горизонт лёсса в Тихом океане, достигают 4—5 тыс. *км*, т. е. близки к тому, что наблюдается по эоловому переносу в Атлантике (о. Барбадос). Абсолютные массы для лёссов Меза-Верде составляли 3,6 С в 1963 г. и 3,15 С в 1964 г. (Arrhenius, Bonatti, 1965), т. е. очень большие для океанов.

Минеральный состав тропосферного аэрозоля

Минеральный состав аэрозоля над океанами, так же как и донных осадков, в значительной степени зависит от крупности частиц: в песчано-алевритовых фракциях преобладают зерна обломочных минералов, в пелитовых наряду с обломочными большое значение приобретают глинистые минералы. Рассмотрим их раздельно в соответствии с методами исследования.

Алевритовые фракции тропосферного аэрозоля. Как было видно из предыдущего раздела, зерна мелкого алеврита почти постоянно встречаются, хотя и в небольших количествах в аэрозолях из пелагических частей океанов, на удалении в тысячи километров от ближайшей суши. Все песчаные и главная часть крупноалевритовых частиц попадают в локальные выпадения.

Имеются немногие данные по составу аэрозоля над континентальными морями. Так, аэрозоль над Каспийским морем в основном имеет пелитовую размерность. Его алевритовая часть состоит главным образом из карбонатных частиц (30—60%), кварц встречен в единичных зернах, постоянно много (16—34%) слюды (мусковита). Изобилие мусковита вообще типично для пустынь Азии (Алексина, 1959). По высокому содержанию карбонатов эти пробы близки к аэрозолю из северной части Аравийского моря — Персидского залива, где содержание карбонатов до 60% (Петров, 1973).

Аэрозоль в «море мглы», в 700 *км* от Канарских островов (сборы на палубе американского судна «Данстан» во время пылепада 6 февраля 1962 г.) содержал следующие минералы (в %): агрегатные скопления — 32, кальцит — 20, кварц — 18, полевой шпат (в основном альбит) — 4, рудные минералы (в основном гематит) — 3,5, амфиболы — 2, биотит — 2, мусковит, турмалин, циркон, апатит — в сумме около 1. Неопределимые частицы составляли около 17% (Game, 1964). Отношение кварц — полевой шпат 4,5. Среди зерен кальцита часто встречаются ромбоэдры, которые в осадках могут быть приняты за аутигенный (хемогенный) кальцит. Встречаются неправильные зерна кальцита. Кварцевые зерна не имели железистых рубашек. В составе аэрозоля обнаружен и органогенный материал — панцири пресноводных диатомовых, спикулы губок, тонкие растительные волокна.

Минеральный состав пыли, собранной на ледниках в Альпах (Galopin, 1951), сходен с составом аэрозоля «моря мглы» (ромбоэдры кальцита, кварц, полевые шпаты, агрегатные частицы). Источником пыли считают Сахару (от мыса Джаби до мыса Бойадор).

В сборах пыли на о. Барбадос (в 4 тыс. *км* от Сахары) мелкоалевритовые зерна составляли от 0 до 25%. Установлено преобладание кварца, полевого шпата, а также небольшого количества биогенного опала (диатомовые водоросли, спикулы тех же видов, что и в «море мглы»). Именно эти три компонента составляют более 95% мелкоалевритового и грубопелитового материала!

Минералами-индикаторами эолового материала Сахары являются слюды, карбонаты, доломит, а также рудные минералы, гранат. Основная часть доломита не достигает о. Барбадос и выпадает в океан. Анализ количественного распространения доломита в донных осадках северной части Атлантики (мелкоалевритовая фракция) показал его тяготение к арид-

ной зоне, в наибольших количествах он встречен близ берегов Восточной Африки. Распространение доломита трассирует северные пассатные ветры. Его зерна — обычно слегка корродированные ромбоэдры. Больше всего доломита во фракции мелкого алеврита, а у берегов Сахары — также и крупного алеврита. По мере удаления в океан все больше доломита переходит во фракцию 0,01—0,001 *мм*, т. е. идет механическая дифференциация его зерен по пути переноса.

Для кварца отмечается в общем та же закономерность, что и для доломита. В аэрозоле, достигшем о. Барбадос, кварц сохраняется в основном в тонких фракциях (0,01—0,001 *мм*). В донных же осадках по мере приближения к берегам Африки его максимум из пелита переходит сначала в мелкоалевритовую, а затем и в крупноалевритовую фракцию (в лёсс), а на шельфе — в песчаные, т. е. идет дифференциация на пути переноса в 5 тыс. *км*.

По мере приближения к питающей провинции — пустыне Сахара — эоловым материалом определяются минералогические комплексы крупноалевритовой и песчаной фракций пелагических и шельфовых (Сенин, 1974) осадков, а на бо́льших удалениях — пелитовых.

Тонкодисперсные фракции (<10 *мкм*) тропосферного аэрозоля. В настоящее время минералогия этой части тропосферного аэрозоля, наиболее обычного над океанами, изучена весьма детально — только по Тихому океану проанализировано более 150 проб, из них 114 советскими исследователями (Живаго, Серова, 1976); подробно изучены аэрозоли Атлантического и Индийского океанов.

По минеральному составу пелитовой части аэрозоли [1] могут быть разделены на три вещественно-генетические группы: 1) обломочные, 2) глинистые и 3) биогенные (карбонатные и кремнистые). Обычны также черные сферулы, которым приписывали только космическое происхождение, но за последние годы обнаружены наземные их источники.

Среди минералов аэрозоля важнейшие — кварц, полевые шпаты, слюда, зернистый хлорит, амфиболы, пироксены, карбонаты, а из глинистых минералов — иллит, хлорит, каолинит, монтмориллонит, т. е. те же, что приносятся реками.

Содержание кварца в аэрозоле из разных частей океана составляет от менее 2 до 18—20%, максимальные его значения установлены для участков, прилегающих к Северной Африке. При достаточно широком разбросе величин отчетливо выделяются два кварцевых пояса аэрозоля: наиболее отчетливо выраженный северный (у берегов Африки концентрация кварца до 18—20%, в северной части Индийского океана — до 20—30%, Тихого — до 20—30%, а местами и более) и слабее выраженный южный (содержание кварца в нем ниже — обычно не более 3—5%, лишь близ Австралии — до 10—20%, в ледниках Новой Зеландии — 29%) [2].

На втором и третьем месте (по распространению) стоят полевые шпаты и слюды. Тяжелые минералы переносятся по воздуху лишь в незначительных количествах и с трудом количественно выявляются в пробах.

Практически во всех пробах встречен тальк, который служит основой для приготовления пестицидов (порошок с частицами 0,5—25 *мкм*). Годовое производство талька в качестве наполнителя для пестицидов около 60—100 тыс. *т* (Windom a. o., 1967). Его широкое распространение в атмосфере совпадает как с земледельческими районами, где применяются ДДТ и другие пестициды, так и обнаруживается в аэрозоле самых удаленных районов, даже в Антарктиде (Goldberg, 1970, 1972). По-видимому, дальний разнос талька связан с особенностями его частиц (листочки, сходные со слюдой).

Для глинистых минералов океанского аэрозоля типично почти постоянное и безусловное преобладание иллита: в большинстве проб он составляет более 50%, содержание каждого из трех других минералов не превышает 30% от суммы глинистых.

Установлены интересные региональные особенности распространения тонкодисперсных минералов аэрозоля.

Атлантический океан. Северная гумидная зона характеризуется в основном выносом материала западными ветрами из Северной Америки, что определяет как его минеральный состав, так и существенное засорение техногенным аэрозолем. Велико поступление промышленных аэрозолей и из Европы. Это «полюс» техногенного материала в Атлантическом океане. Обращает внимание довольно высокое содержание кварца в аэрозоле — оно летом достигает 35%, зимой снижается до 12—14% (Parkin a. o., 1970).

Кроме аэрозолей, принесенных из Северной Америки и Европы, часть материала проникает в гумидную зону из аридной, что обычно наблюдается близ берегов Англии, Испании и Скандинавии, где выпадение пыли из Сахары отмечалось неоднократно (см. рис. 14).

[1] Поскольку основная часть материала имеет размерность <10 *мкм*, его исследование возможно в основном рентгеновским методом.

[2] Приведенные цифры определялись в пересчете на бескарбонатный материал.

С деятельностью человека в гумидной зоне связано и высокое содержание талька в аэрозоле (с ДДТ и другими пестицидами). Наблюдается сезонное его изменение с максимумом в начале лета, когда проводится опыление. Близ Франции и Испании — стран с развитым сельским хозяйством содержание талька в воздухе особенно велико, отношение тальк / каолинит + хлорит достигает 0,8%, что является максимальной из известных величин.

Концентрация иллита — в пределах 10—25%, причем его больше у берегов Северной Америки и мало у берегов Европы, что подчеркивает, как мы уже отмечали, перенос аэрозоля из Северной Америки западными ветрами. По мере приближения к суше закономерно увеличивается содержание кварца, а также других обломочных минералов — амфиболов, пироксенов и др. (см. рис. 14). По не очень надежным данным, в аэрозоле северной гумидной зоны значительно меньше К-полевых шпатов и плагиоклазов, чем в аэрозоле аридной.

Северная аридная зона, как и гумидная, характеризуется преобладанием среди обломочных минералов кварца (7—18%), много К-полевых шпатов, слюды, плагиоклазов, хлорита и — что особенно примечательно — доломита и кальцита, которые не отмечаются в аэрозоле северной гумидной зоны. Содержание кальцита уменьшается по мере удаления от берегов почти в 20 раз, что связано с тяготением его зерен к алевритовым фракциям.

Минералом-индикатором аэрозоля из Сахары является доломит. Среди глинистых минералов примечательно высокое содержание иллита (45—52%); монтмориллонита мало (10—20%) зимой и много (до 20—40%) летом. В более крупных фракциях пыли (от 2 до 38 *мкм*) преобладают кварц, слюды, К-полевые шпаты, плагиоклазы. Во всех пробах из северной зоны обнаружен также амфибол, крайне редко встречающийся в пылевом материале южной зоны.

Экваториальная гумидная зона характеризуется очень слабыми ветрами переменных румбов. Весной и летом основной источник пыли здесь Африка (севернее 20° с. ш.), откуда поступает красная пыль. Генеральный путь переноса — в пределах 15—25° с. ш., он очень четко прослежен до о. Барбадос (Delany a. o., 1967). Зимой вынос сильнее, что видно и по распространению пылевой мглы (см. рис. 15, *А*, *Б*); основной источник эолового материала в это время смещается — это пустынные области Африки, расположенные южнее 20° с. ш. Цвет пыли становится серым и коричневым, ось переноса смещается к югу, до 7—10° с. ш.

По составу глинистых минералов (табл. 12) аэрозоли у берегов Восточной Африки и в Гвинейском заливе в пределах экваториальной зоны резко отличны от аридных. Здесь господство каолинита и монтмориллонита, составляющих в сумме более 3/4 глинистых минералов, характерно низкое содержание иллита и хлорита. В аэрозоле из экваториальной зоны те же соотношения глинистых минералов, что и в донных осадках.

Южная аридная зона (пояс пассатных ветров) имеет областью питания пустыни Южной Африки. Только незначительную часть года ветры дуют с суши в океан (около 10% времени), обычно же преобладают вдольбереговые ветры с юга (около 65%). Пустыни Южной Африки имеют более закрепленную поверхность, чем Сахара. Сочетание этих факторов и приводит к тому, что вынос эолового материала из Южной Африки значительно ниже, чем из Северной Африки (по концентрациям аэрозоля в 30—40 раз). Однако на о. Св. Елены, в 2,5 тыс. *км* от берегов Африки, концентрация аэрозоля оказалась 0,51 *мкг/м*^{3} (Chester a. o., 1971).

В южной пассатной зоне океана аэрозоль маркируют полевые шпаты и слюды, кварца почти в 10 раз меньше, чем в северной зоне (2—3% от эолового материала, а в марте меньше 2%), доломит не встречается, содержание иллита значительно ниже (20—40%), монтмориллонита больше (20—32%). Высокие содержания К-полевых шпатов, слюды связываются с кислыми интрузиями Африки.

Тихий океан. Для аэрозоля северной части океана, находящейся под воздействием западных ветров и струйных течений из Азии, наиболее примечательно высокое содержание кварца, а также слюд [1]. Летом содержание кварца уменьшается по сравнению с зимой в 2—3 раза. Встречается также и кальцит, содержание которого особенно возрастает близ коралловых островов тропического пояса. Для аридных зон особенно типично высокое содержание кальцита, низкое содержание плагиоклазов и К-полевых шпатов (Богданов, Живаго, 1974).

Очень большой интерес вызывает распределение слюд в эоловом материале в сопоставлении с донными осадками. Известно, что лепестки слюд почти полностью выносятся ветром из песков пустынь и могут уноситься на очень большое расстояние. Они оседают не только на поверхность океана, но и на океанские острова, попадают в их почвы. Все острова восточной части океана вулканические, для них характе-

[1] Минеральный состав аэрозоля был детально изучен на о. Хоккайдо (г. Асахикава) при выпадении в апреле 1955 г. Это облако было маркировано радиоактивным материалом взрыва 29 марта 1955 г. в Неваде (в %): кварц 28,3; ортоклаз 9,5; альбит 17,8; анортит 2,2; корунд 7,1; гиперстен 8,7; гематит 4,2; ильменит 1,4; апатит 10,6; кальцит 7,5; тремолит 5,3; гипс 0,01 (Miyake a. o., 1956).

Таблица 12

Сопоставление глинистых минералов и кварца аэрозоля над Северным Ледовитым и Атлантическим океанами, о. Барбадос с донными осадками

Вид осадочного материала и его источник	Кварц	Глинистые минералы				Литературный источник
		иллит	хлорит	каолинит	монтмориллонит	
Северная ледовая зона						
Пылевой материал из ледников Гренландии	—	53	20	27	—	Windom, 1969
Донные осадки Арктики (севернее о. Элсмир)	—	54	23	20	2	Mullen a. o., 1972
Донные осадки Арктики, Канадский бассейн	—	43	36	—	20	
Аэрозоль (из снега), Канадский бассейн	—	37	30	27	3	Mullen a. o., 1972
Донные осадки Арктики, северная часть Канадского бассейна	—	60	20	—	10	Caroll, 1970
Северная аридная зона						
Аэрозоль у берегов Северной Африки						
апрель — май 1969 г.	—	54	16	22	9	
март 1971 г.	20	46	11,5	28	14	
Аэрозоль с о. Барбадос	10	41	10	32	16	Parkin a. o., 1970
Донные осадки пелагические (16°02 с. ш., 29°46 з. д.)	12	45	14	26	14	
Донные осадки пелагические (16°01 с. ш., 19°16 з. д.)	15,5	18	12	46	24	
Экваториальная гумидная зона						
Аэрозоль, 4 пробы	—	22	11	44	32	
Южная аридная зона						
Аэрозоль, 5 проб	—	46	21	25	14	Chester a. o., 1972

рен особый безкалиевый тип вулканизма (господство щелочных базальтов, полное отсутствие К-слюд). Появление К-слюд в почвах таких островов невозможно объяснить иначе, как *эоловым их переносом*. Это доказывается прямыми определениями минерального состава аэрозолей, исследованием состава слюд в аэрозоле и в почвах (в частности, *изотопными* метками слюд). Совпадают по контурам и ареалы распространения слюд в аэрозоле и в донных осадках.

Детально изучены слюды в почвах Гавайских островов (о. Оаху) (Dymond a. o., 1974). Обнаружение парагенеза кварца и слюд в почвах высокогорных районов этих островов необычно, поскольку кварц, как и минералы, богатые калием (К-слюды), полностью отсутствует в коренных породах Гавайских островов. Большая часть слюд в почвах встречена во фракции меньше 2 *мкм*, т. е. по крупности соответствует основной части аэрозоля. Слюда находится в парагенезе с глинистыми минералами: вермикулитом, монтмориллонитом, хлоритом, каолинитом, галлуазитом и гиббситом. В слюде с Гавайских островов до 7,2% K_2O, в местных базальтах его 1,8% (см. табл. 2). Возраст слюды, по данным калий-аргонового метода, в среднем 200 млн. лет, возраст о. Оаху, откуда взяты почвы, около 1—2 млн. Следовательно, эта слюда была принесена по воздуху с континента — из пустынь Восточной Азии.

По данным Даймонда (Dymond a. o., 1974), в донных осадках Тихого океана на той же долготе, что и Гавайские острова, точнее, в *2000 км к северу от них, т. е. в осевой части* гумидной зоны, возраст минералов тот же, что и возраст слюд в почвах Гавайских островов,— 170—180 млн. лет. Это подтверждается и нашими определениями — 150 млн. лет, в то время как обломочный материал у берегов Северной Америки имеет возраст 80 млн. лет. Вывод о значительном вкладе аэрозоля в осадконакопление в северной части Тихого океана подтверждается и изотопными исследованиями. Отношение изотопов стронция (Sr^{86}/Sr^{87}) в слюде из почв и донных осадков равно 0,7273, что намного отличается от того же отношения для лав Гавайских островов (0,703—0,707).

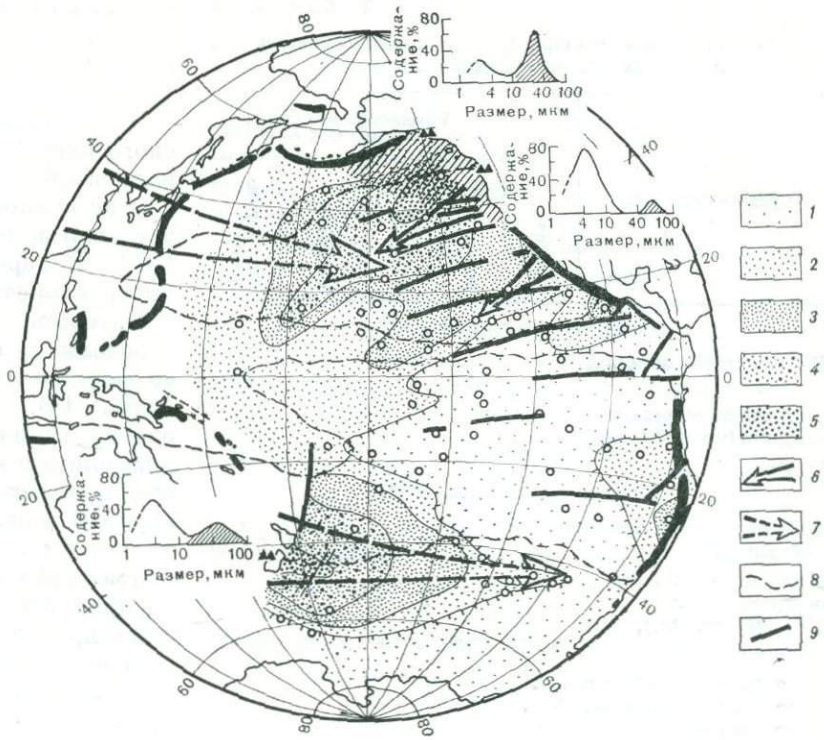


Рис. 19. Распределение и генезис слюд в поверхностном слое осадков Тихого океана

Содержание в %, *по данным количественного рентгеновского анализа* (Arrhenius, 1966): *1* — менее 0,2; *2* — 0,2—0,4; *3* — 0,4—0,8; *4* — 0,8—1,6; *5* — 1,6—3,2; агенты переноса: *6* — *тропосферные ветры*, *7* — *струйные течения*; *8* — границы климатических зон; *9* — глубоководные желоба — ловушки терригенного материала — жирная линия (разломы — более тонкая линия). На графиках показан гранулометрический состав слюд *из ледников*, *последние обозначены* треугольниками по Виндому (Windom, 1969) кружки — станции

Наконец, самые веские доказательства связаны с закономерностями распределения концентрации слюд в осадках Тихого океана (рис. 19), которое обусловлено областью струйных течений с их переносом (вместе с кварцем) из пустынь Центральной Азии, а также встречным пассатным переносом из Северной Америки. В том, что важное значение имеет перенос в атмосфере, а не в гидросфере, убеждает сопоставление минералогии почв островов, которые являются как бы естественными коллекторами эолового материала, и океанских донных осадков.

Максимум слюд в осадках северной части океана связан с областью зарождения пассатных ветров. Ясно виден вынос слюд и в южной части океана — у берегов Австралии, где ветвь системы западных ветров захватывает пустыни Австралии, проникает далее в Новую Зеландию и выносит материал далеко в Тихий океан, что доказано и прямыми наблюдениями с кораблей (Австралийский барический максимум в июле). Небольшие выносы слюд видны у аридных берегов Перу, а также Центральной Америки.

В районе Галапагосских островов содержание кварца в эоловой взвеси 3—9%, плагиоклазов от 7 до 47% (Prospero, Bonatti, 1969). В пробе, полученной севернее Галапагосских островов, обращает на себя внимание высокое содержание смектита — 30%. Новые данные по большому числу проб из этого района (более 100) приводят В. Н. Живаго и В. В. Серова (1976).

Для Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей содержание кварца в аэрозоле составляет от 2 до 9,5%, в среднем около 5%, кальцита — 2% (во всех остальных пробах содержание кальцита меньше 2%).

Для глинистых минералов в аэрозоле северной части океана, как и в Атлантике, типично преобладание иллита, на втором месте по распространению стоит хлорит, за ним — монтмориллонит (табл. 13). В южной части океана, близ Австралии (в области развеивания древних латеритных кор), в эоловой пыли содержание монтмориллонита и каолинита высокое, хлорита — низкое.

Индийский океан. Для северной части Индийского океана, куда поступает аэрозоль из Центральной Азии, с Аравийского полуострова, из Индии, особенно характерны высокие содержания биогенных компонентов и $C_{орг}$ в аэрозоле (до 20%, в отдельных случаях до 40%). Содержание кварца колеблется в широких пределах — от менее 2 до 12%. В среднем аэрозоль северной части океана содержит его около 8% (Aston a. o., 1973), южной части океана — от 2 до 19% (последнее у берегов Южной Африки), в среднем около 3%. Необычен состав эоловой взвеси над Персидским заливом и Аравийским полуостровом. В питающей

Таблица 13

Сопоставление минерального состава аэрозоля и донных осадков Тихого океана, %

Среднее значение	Кварц*	Глинистые минералы (фракция < 2 мкм)			
		иллит	хлорит	каолинит	монтмориллонит
Северная часть океана**					
Из 10 проб эоловой взвеси	11	48	21	14	17
Для пелагических осадков (пояс 15°—50° с. ш.)	10—20	43	25	7	25
Южная часть океана***					
Для двух проб эоловой взвеси	6	?	1—3	<5—11	5—30
Для пелагических осадков (пояс 10°—30° ю. ш.), восточная часть	1—10	<20	<10	5—10	10—70

* Кварц — проба в целом.
** По Ferguson a. o., 1970.
*** По Prospero, Bonatti, 1969.

провинции Аравийского полуострова много карбонатов (15—60%), а аэрозоль над Персидским заливом содержит до 80% карбонатов, т. е. *происходит избирательное измельчение* карбонатов и их вынос, причем в основном это кальцит с небольшим количеством доломита (Sugden, 1963).

Для глинистых минералов аэрозоля Индийского океана типично постоянное преобладание иллита (до 60—70% от глинистых минералов); другие глинистые минералы встречены приблизительно в равных количествах (Aston a. o., 1973). *В аэрозоле около о. Мадагаскар очень* много хлорита.

Интересно сопоставить минеральный состав аэрозоля с отложениями пустынь, а также со взвесью и донными осадками из рек Индии (табл. 14). Для северного аридного пояса океана типичны низкие содержания монтмориллонита и каолинита, в заметных количествах они появляются в аэрозоле только в южной аридной зоне, у берегов Австралии. *В отличие* от Атлантического океана максимум этих минералов приходится не на экваториальный, а на аридный пояс, что связано с развеиванием здесь древних латеритных кор, т. е. определяется не современной, а древней климатической зональностью.

Это общее описание минерального состава аэрозолей показывает его большое разнообразие, не уступающее разнообразию донных осадков.

Характерные парагенезы минералов скла-

Таблица 14

Сопоставление минерального состава аэрозоля, почв, речной взвеси и донных осадков в бассейне Индийского океана, % (Aston a. o., 1973; Goldberg, Griffin, 1970, собственные данные)

Место сбора проб	Кварц в пробе в целом (для осадков на бескарбонатный материал)	Глинистые минералы (фракция < 2 мкм)			
		иллит	хлорит	каолинит	монтмориллонит
Аэрозоли					
Бенгальский залив (23 пробы), май 1968 г.	12,6 (10,1 — 15,8)*	48 (39—56)	27 (21—36)	11 (8—16)	14,1 (8—23)*
Валтаир (8 проб), восточные ветры, январь	10,4	48 (42—54)	13 (8—15)	28 (22—36)	12 (7—18)
Валтаир (8 проб), южные ветры, январь	10,8	24 (19—30)	9 (5—13)	28 (24—31)	39 (33—46)
Северная часть океана (с.-в. муссон)		66	16	9	6
Почвы и речная взвесь					
Почвы пустыни Раджастан	—	54	17	12	17
Реки Индостана, взвесь	—	14	3	7	76
Реки Азии, взвесь	—	50	22	13	15
Донные осадки					
Бенгальский залив (25 проб)	11,8	30,52	15	13	41,24
Аравийское море (южная часть), 10 проб	8,0	39,6	14	16,2	30,2
Аравийское море (северная часть), 19 проб		43	25	5,8	27,5

* В скобках — пределы колебаний.

дываются в провинции аэрозолей. Особенно это хорошо видно на основе детальных исследований кварца и полевых шпатов.

Закономерности распределения и изотопный состав кварца в аэрозоле и донных осадках

Кварц — один из самых распространенных минералов как аэрозолей, так и донных осадков. Он практически не поступает из источников, связанных с океанической корой: породы, содержащие свободный кварц, крайне редки на океанских островах, не встречены в рифтовых зонах и в обнажениях коренных пород на дне. Очень редок кварц в породах современных геосинклиналей. Весь кварц в океанах—терригенный: эоловый, флювиогенный, ледовый. В пирокластическом материале океанов он практически полностью отсутствует.

Содержание кварца определяют рентгеновскими количественными методами, реже — инфракрасной спектроскопией или химическими методами. Содержание кварца без их разделения на фракции определялось количественно (Серова и др., 1975) с использованием метода внутреннего стандарта (Горбунов, 1963).

Для составления карты (рис. 20, вклейка, см. стр. 68—69) использованы определения кварца в пробах осадков с 526 станций. Учитывались также другие результаты определений по сходной методике (Rex, Goldberg, 1958; Goldberg, Griffin, 1964, 1970; Goldberg a. o., 1964; Griffin, Goldberg, 1964, 1969; Peterson, Goldberg, 1962).

Параллельно по тем же дифрактограммам определялось количественное содержание в пробах карбонатных минералов (кальцита, арагонита, доломита). Данные по кварцу и полевым шпатам пересчитывались на бескарбонатное вещество, что позволило исключить «разбавляющее» влияние биогенного материала.

Для выяснения размерности зерен кварца и полевых шпатов в 27 пробах осадков произведен анализ отдельных гранулометрических фракций, выделенных путем водного механического анализа. Рентгеновские исследования Рекса и Гольдберга (Rex, Goldberg, 1958) впервые выявили неожиданно высокое (до 20—24%) содержание кварца в пелагических глинах северной части Тихого океана, а также признаки широтной зональности в его распределении. Было показано, что пояс высоких концентраций кварца (с осью около 30° с. ш.) совпадает по широте с зонами геострофических ветров, аридными зонами континентов и поясами струйных ветров большой повторяемости. Распределение кварца в гранулометрическом спектре осадков (с максимумом в области 3—5 *мкм*) хорошо согласовалось с преобладающей размерностью частиц аэрозоля. Выдвигался и ряд других доказательств в пользу эолового происхождения кварца пелагических осадков (Arrhenius, 1968; Лисицын, 1966). Эоловым разносом объясняются также повышенные концентрации кварца в пелагических частях Аравийского моря и северной части Индийского океана (Goldberg, Griffin, 1970).

Тихий океан. Как видно из рис. 20, в Тихом океане отчетливо выделяется его северная пелагическая часть (к северу от 10° с. ш.), где концентрация кварца в донных осадках всюду превышает 10%, а на обширных участках между 55 и 30° с. ш. находится в пределах 20—27%, а в эоловом материале — от 10 до более 25%. Максимальные концентрации тяготеют к северной аридной зоне и распространенным здесь эвпелагическим глинам, отличающимся особой тонкозернистостью (обычно более 90% пелитовой фракции, при содержании фракции $<0{,}001$ *мм* 30—50%) и низкими скоростями осадконакопления — менее 1Б.

Пелагические области высоких содержаний кварца укладываются в пределы выделенной автором (Лисицын, 1974б) северной аридной зоны океана, но не занимают ее целиком. Отчетливое понижение содержания кварца, отмеченное еще Рексом и Гольдбергом, наблюдается вблизи Гавайского хребта, особенно вокруг о. Гавайи и к югу от него, что объясняется поступлением бескварцевых продуктов размыва базальтов и пирокластики.

Содержание кварца в пелагических осадках понижается закономерно к северу и югу от пояса высоких концентраций, а также в направлении к побережьям, с одновременным погружением пелитовых осадков. Выделяются относительно бедные кварцем районы вдоль Калифорнийского побережья, у Алеутских островов в Охотском море, на северо-западной периферии ложа океана. Здесь также кварц разбавляется бескварцевым пирокластическим материалом андезитового пояса или океанского базальтового вулканизма.

Вся южная часть пелагической области Тихого океана отличается более низким содержанием кварца во всех типах осадков по сравнению с северной. Только к востоку от Новой Зеландии, на дне Южной котловины, в пелагических глинах содержание кварца вновь повышается до 12—14%. Этот ареал отчетливо прослеживается и через южную часть Тасманова моря до Австралии — вероятного источника богатого кварцем терригенного материала. Он сходен с ареалом распространения слюд (см. рис. 19).

Исключительно низко (обычно 0—2%, реже 7—8%) содержание кварца в эвпелагических глинах Южной и Центральной котловин.

Весьма примечательно распределение кварца в осадках Панамской котловины Тихого океана (см. рис. 20, *Б*). Водосборный бассейн этой котловины в своей главной части принадлежит к экваториальной зоне с сильным химическим выветриванием и андезитовым вулканизмом. Действительно, содержания кварца до 10%, а местами даже более 20% прослеживаются у берегов, далее кварц забивается глинистыми минералами и пирокластикой; резкое снижение, до менее 1%, содержания кварца отмечено близ вулканических центров Галапагосских островов (Heath a. o., 1974), что отвечает снижению, содержаний кварца, установленному близ Гавайских островов (под влиянием пирокластики). Сходны закономерности распределения кварца по другую сторону от Панамского перешейка, в Карибском море: характерна узость зон распространения кварца, что связано с отсутствием его в эоловом переносе.

На периферии океана содержание кварца контролируется составом пород питающих провинций и путями разноса материала. Выделяются районы резкого обогащения, связанного с обилием кварцсодержащих пород на суше (у побережья Чукотки, на шельфе Берингова моря, между о. Борнео и п-овом Малакка, у северо-западной оконечности о. Новая Гвинея), и очень бедные (район Курильских и Алеутских островов, о-ва Тонга, архипелаг Бисмарка), где с суши поступает почти исключительно бескварцевый первичный вулканогенный геосинклинальный материал. На южной окраине океана, как и в котловинах Охотского Берингова и Японского морей, сказывается разбавляющее влияние на концентрацию кварца биогенного (диатомового) опала.

Индийский океан. Здесь также различимы два основных типа распределения кварца — периферийный, связанный с разносом его от источников поступления на континентах, и зональный, пелагический.

Вырисовывается экваториальный минимум кварца, особенно отчетливо выраженный на востоке пояса, где развиты богатые $SiO_{2аморфн}$ диатомово-радиоляриевые илы и куда со стороны Зондских островов заносится значительное количество геосинклинального пирокластического материала без кварца. По обе стороны от экваториального пояса пелагические осадки заметно обогащены кварцем. На западе от Австралии, в пределах южной аридной зоны, так же как и к востоку от Австралии, протягивается обширная область пелагических глин и карбонатных осадков, где кварца в бескарбонатном веществе 12—16%, а на двух станциях в районе Восточно-Индоокеанского хребта содержания кварца составили даже 23—24%. Эта область характеризуется низкими скоростями пелагического осадконакопления (Лисицын, 1974б).

Севернее экваториального пояса резко повышается содержание кварца в осадках Аравийского моря, в том числе в его южной пелагической части, а также в Бенгальском заливе. Здесь сложно сочетается пелагический тип распределения кварца с периферическими ореолами рассеяния и очагового выноса крупными реками.

В Аравийском море донные осадки особенно резко обогащены кварцем в его северной и западной частях (20—38%, а на отдельных станциях до 70—80% на бескарбонатный материал), тогда как в юго-восточной части, примыкающей к Индостану, преобладают умеренные значения (11—21%). Такое распределение можно объяснить эоловым выносом богатого кварцем терригенного материала из пустынь Аравийского полуострова и Пакистана, а также с твердым стоком Инда. Реки, дренирующие траппы п-ова Индостан, поставляют материал

▶

Р и с. 21. Распределение абсолютных масс и генезис кварца в донных осадках океанов

Абсолютные массы кварца и δO^{18} в молекуле кварца. Осадки без разделения на фракции по данным количественного рентгеновского анализа в *г/см²/1000 лет*: *1* — менее 0,02; *2* — от 0,02; до 0,05; *3* — от 0,05 до 0,1; *4* — от 0,1 до 0,2; *5* — более 0,2; *6* — изотопный состав кислорода в молекуле кварца (δO^{18}); цифры — фактические значения; *7* — срединные хребты.

На врезках:

А. Абсолютные массы кварца в осадках депрессии Бауэр и Перуанской котловины: *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 1,0; *3* — от 1,0 до 5,0; *4* — более 5,0.

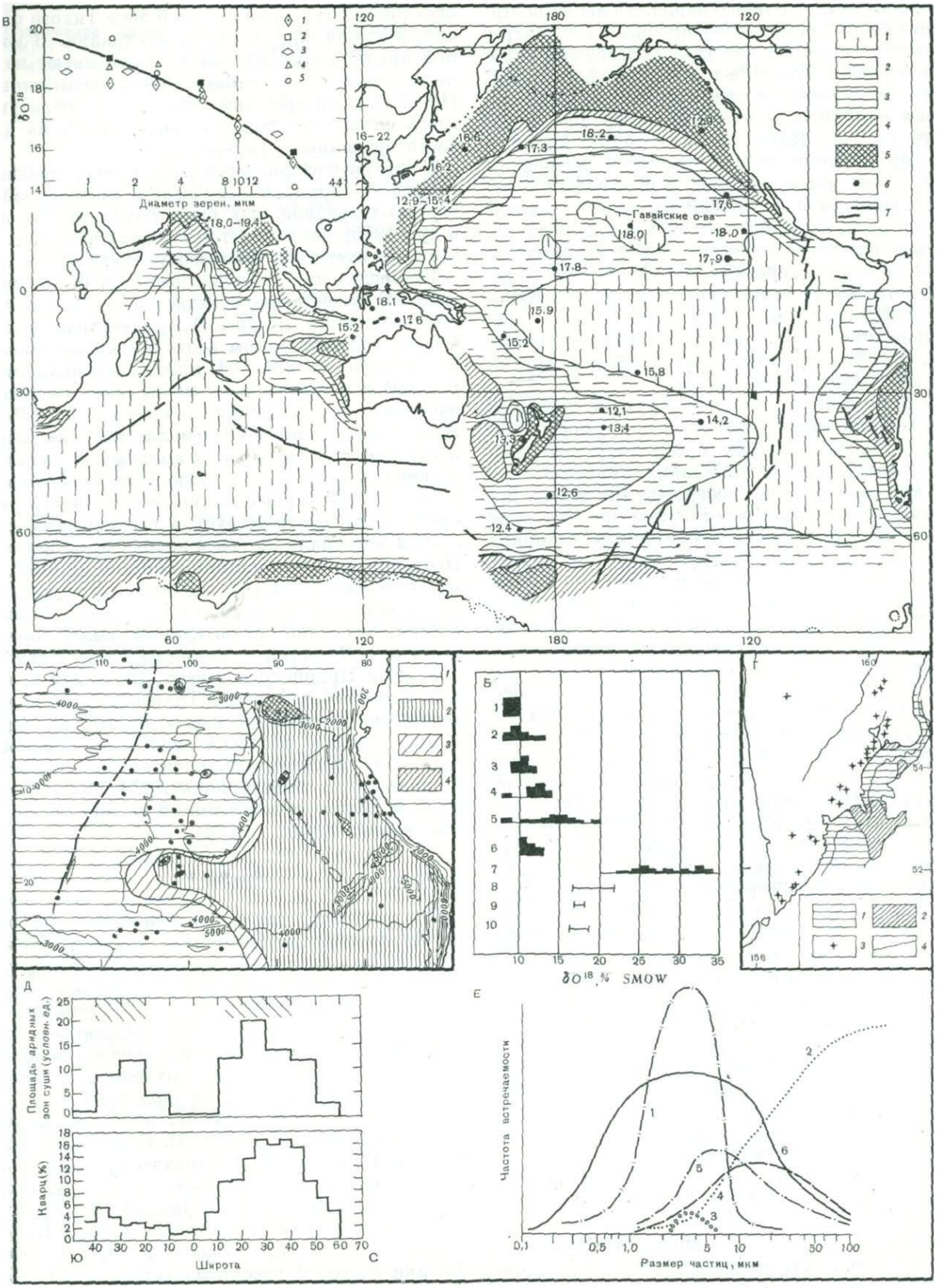
Б. Изотопный состав кислорода в молекуле кварца из различных горных пород, почв, лёссов и донных осадков (Clayton a. o., 1972): *1* — эффузивные породы; *2* — интрузивные породы; *3* — амфиболы; *4* — гнейсы; *5* — сланцы; *6* — пески; *7* — кремни; *8* — лёссы и взвесь рек Восточной Азии; *9* — почвы Гавайских островов; *10* — глубоководные осадки северной части Тихого океана. Для *1—7* показана частота встречаемости значений. SMOW — средняя стандартная океанская вода.

В. Изменение δO^{18} в молекуле кварца из донных осадков северной части Тихого океана в зависимости от гранулометрического состава. *1—5* — пробы, полученные разными экспедициями (Clayton a. o., 1972).

Г. Периферийный тип распространения кварца в современной геосинклинальной зоне у берегов Камчатки (Алексина, 1962). Алевритовая фракция в %: *1* — менее 2; *2* — более 2. Прочие обозначения: *3* — основные действующие вулканы; *4* — изобаты 200 *м*.

Д. Распределение кварца в донных осадках Тихого океана по широтным поясам (рентгеновский анализ, в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал) в сопоставлении с площадью аридных поясов суши (верхний график). Заштрихованы пояса струйных течений (Верле, Стариченко, 1958, с изменениями автора).

Е. Гранулометрический состав кварца разного генезиса: *1* — эоловый кварц (тропосферный аэрозоль); *2* — эоловый кварц из отложений пустынь (осадочный тип кварца, зерна которого не выносятся за пределы пустынь). Кварц в наиболее тонкой взвеси рек экваториальной зоны — р. Амазонки (Gibbs, 1967); *3* — притоки экваториальной зоны; *4* — горные притоки; *5* — взвесь из устья реки; *6* — средний гранулометрический состав взвеси из устья (включая все минералы)


В
δO18
Диаметр зерен, мкм
Гавайские о-ва
А
Б
δO18, ‰ SMOW
Г
Д
Площадь аридных зон суши (условн. ед.)
Кварц (%)
Ю
С
Широта
Е
Частота встречаемости
Размер частиц, мкм

с низким содержанием кварца. Области обогащения донных осадков по контурам и концентрациям соответствуют областям обогащения кварцем аэрозоля (25—50% в северной части моря). К сходным выводам приводит анализ распределения в осадках глинистых минералов (Goldberg, Griffin, 1970), среди которых иллит и хлорит характерны для эолового материала северо-восточного муссона, а обогащение монтмориллонитом в восточной части моря связывается с продуктами выветривания траппов. Весьма характерны для парагенеза эоловых минералов в осадках северной аридной зоны (Аравийского моря) также палыгорскит (Горбунова, 1966; Goldberg, Griffin, 1970) и доломит (содержание его достигает, по нашим подсчетам, 2—9%), отсутствующие в осадках других районов Индийского океана.

В Бенгальском заливе и Андаманском море кварцем обогащены осадки за счет выносов Ганга и Иравади, а также продуктов выветривания гранитоидов п-ова Малакка, выносимых более мелкими реками. Побережье Индостана поставляет, очевидно, в основном относительно более бедный кварцем терригенный материал за счет выносов Годавари, Кришны и других рек, дренирующих деканские траппы. Обогащены кварцем осадки лишь в районе Шри Ланка. В Центре Бенгальского залива, в накапливающихся с большой скоростью глинистых и мергелистых осадках содержание кварца пониженное (6—10%), что соответствует и его низкому содержанию здесь в эоловом материале.

У побережья Антарктиды видно убывание кварца по мере удаления от суши в сторону открытого океана. Выделяется несколько очагов поступления айсбергового материала с очень высоким содержанием кварца (30—50% или даже более). Здесь только периферийный тип распределения кварца; дальний его разнос айсбергами маскируется высокими содержаниями $SiO_{2аморфв}$.

Атлантический океан. Содержание кварца в осадках Атлантического океана подчиняется тем же закономерностям, что и в осадках Индийского и Тихого: 1) в северной части океана донные отложения содержат значительно больше кварца, чем в южной, что соответствует расположению континентов; 2) выделяются периферийный (пестрый) и пелагический типы распределения кварца. В пелагическом типе выявляются аридные зоны. В северной его части, находящейся под влиянием Сахары, проб для картирования недостаточно. По отдельным пробам (см. рис. 20,*А*) тонкодисперсный кварц (от 2 до 10 *мкм*) составляет 10—25% от бескарбонатного материала глубоководных осадков (в эоловом материале — 25—50%), т. е. его концентрации близки к наблюдавшимся в аэрозоле над Атлантическим океаном и в северной аридной зоне Тихого океана, а также близ пустынь Австралии. В южной аридной зоне океана пустыни имеют намного меньшее значение, области повышенных (10—20%) содержаний кварца не образуют здесь сплошного пояса и разделяются на две части срединным хребтом.

В антарктической части океана распределение кварца в гранулометрическом спектре айсберговых осадков, как было показано (Серова и др., 1975), охватывает все части спектра, т. е. соответствует типу периферии океанов.

Распределение абсолютных масс кварца (рис. 21) существенно отличается от процентных его содержаний. Из рис. 21,*А*, отчетливо видно, что наибольшие массы этого минерала (около 2 млрд. *т* из 2,2—3,1 млрд., поставляемых реками) сосредоточены в периферийных зонах океанов, где осаждается по крайней мере 9/10 всего флювиогенного материала. Эти зоны шире в гумидных зонах и у́же в аридных. В пелагические части океанов проникает по крайней мере на порядок меньше кварца, чем на периферии океана. Это соответствует и соотношению поставки материала из рек и эолового материала. Несмотря на ничтожность абсолютных масс, в пелагических областях эоловый кварц тем не менее остается главным. Судя по абсолютным массам, особенно значительный вынос имеет место из Австралии, а также из Азии, в северной части Индийского океана. Огромная аридная зона северной части Тихого океана имеет небольшие абсолютные массы, но это, по-видимому, область наиболее дальнего переноса материала. Несмотря на значительные скорости седиментации, экваториальные зоны Индийского и Тихого океанов имеют низкие абсолютные массы кварца.

* * *

Как доказать, что кварц в пелагических областях океанов действительно эоловый? Выше приводились данные о процентном его содержании, распределении по крупности с концентрацией в узких диапазонах, данные прямых определений состава аэрозоля, собранного над океаном, морфологии частиц. Очень важные доказательства дает также изучение соотношения изотопов кислорода в молекуле кварца из аэрозолей, почв островов, коренных пород и донных осадков (рис. 21,*Б*). Кварц получает изотопную метку. В Атлантическом океане в области северных пассатных ветров, судя по δO^{18}, кварц в пелагических осадках и в почвах о. Барбадос, Багамских островов и штата Каролина связан с его захватом и переносом из Африки системой пассатных ветров (табл. 15). Прямые данные об изотопном составе получены

Таблица 15

Содержание кварца и изотопный состав кислорода (δO^{18}) в кварце питающих провинций, аэрозолей и почв островов (Rex, Goldberg, 1958, 1962; Rex a. o., 1969; Syers a. o., 1969, 1972; Clayton a. o., 1972)

Коренные породы и отложения	Изученная фракция, мкм	Содержания кварца, % от фракции	δO^{18} (к SMOW)
Бассейн Атлантического океана			
Аэрозоль с о. Барбадос	Без разделения	9,8	16,2
Взвесь р. Майами (Флорида)	20—50	44,4	16,1—20,0
Почвы о. Кэт, Багамские острова	Без разделения	5,0	16,3
Почвы Северной Каролины (гор. 0—20 *см*)	2—10	76,4	16,2
Почвы Южной Каролины (гор. 0—13 *см*)	2—10	79,5	16,4
Коренные породы Атлантического побережья Северной Америки			
Докембрийские граниты и кварциты	2—5		10,9—19,5
Древние осадочные породы		30—91	10,7—24,4
Лёссы центральных районов США	—	—	24±3
Бассейн Индийского океана			
Почвы Афганистана	<50	15,8	16,3
Почвы Индии (Раджастан, Джодхпур)	2—5	14,0	19,4
Бассейн Тихого океана			
Почвы Австралии и Новой Зеландии	Без разделения	—	12,9—15,4
Донные осадки южной части океана	То же	—	12,1—15,1
Донные осадки экваториальной части океана		—	17—18
Донные осадки северной части океана	»	—	16,2—18,2
Аэрозоль Японии (Токио)	»	—	16,2
Почвы Гавайских островов	»	—	18,0

и для эоловой взвеси, но, к сожалению, пока их имеется мало. Проба с о. Барбадос содержала во фракции 2—10 *мкм* около 10% кварца с изотопным отношением 16,2. В почвах Северной Каролины и Багамских островов соответствующие отношения для кварца очень близкие — 16,1—16,5.

В северной части Тихого океана сходные изотопные отношения: в донных отложениях — 16,0—18,0, почвах Гавайских островов — 18,0 и в лёссовых отложениях Азии — 16,0—22,0 (Syers a. o., 1969). *Их перенос в северной гумидной и в основном в аридной зонах Тихого океана связывается со струйными течениями и* в меньшей мере с приземными ветрами.

В Тихом океане в пределах широт 8° ю. ш.— 43° с. ш. систематических изменений изотопных отношений не отмечается ни в аэрозоле, ни в донных осадках. Установлено лишь небольшое увеличение по мере удаления от Японии, к центральной части океана, связанное с гравитационным осаждением частиц.

Как показали Мокма и др. (Mokma a. o., 1972), *изотопные отношения кислорода в молекуле кварца существенно различаются в южной и северной частях Тихого океана.* Удается проследить две разновидности кварца: северную на 30° с. ш. с характерными значениями δO^{18} 16,0—18,0 и южную — ось по 30° ю. ш.— со средними значениями 12,0—15,4. Сходные данные получены при анализе 20 проб донных осадков Тихого океана (см. рис. 21,*Б*) (Clayton a. o., 1972). Наличие поясов свидетельствует как о глобальном переносе кварца струйными течениями, так и о том, что на этом высотном уровне *аэрозольные резервуары северного и южного полушарий существенно не перемешиваются.*

Отмечены закономерные изменения изотопных отношений в зависимости от крупности частиц кварца из северной части Тихого океана (см. рис. 21,*В*). Для самых мелких частиц типичны наибольшие значения, особенно начиная с фракции 4 *мкм* и мельче, т. е. в главной части аэрозоля они как бы выравниваются и соответствуют кварцу глобального стратосферного резервуара северного полушария. В крупных фракциях кварца *отношение снижается до 14—15, что соответствует местному (периферийному)* материалу. Для лёссов и алевритовой фракции речной взвеси на суше (фракции >10 *мкм*), как видно из рис. 21,*Б*, типичны отношения от 16 до 22, т. е. те же, что и для кварцевых зерен этого размера из северной части Тихого океана.

В пределах одних и тех же фракций в осадках северных частей Тихого и Атлантического океанов изотопные отношения кварца одинаковы. *Это убеждает в одинаковом генезисе фракций на больших площадях дна. Погрубение кварцевого материала по периферии океана,* связанное с примесью флювиогенного кварца, приводит к снижению изотопного отношения. Резко меняются изотопные отношения к югу от экватора, т. е. за пределами экваториальной конвергенции — естественного барьера воздушных масс северного и южного полушарий. Главные источники аэрозоля здесь —

Австралия, в почвах которой изотопные отношения от 12,9 до 15,4 и Новая Зеландия с отношениями от 12,1 до 15,1. Поступление «австралийского» кварца в осадки восточнее Новой Зеландии маркируется не только по росту его концентраций и парагенезу, гранулометрии и морфологии зерен, но и по изотопным отношениям, в пределах от 12,1 до 14,2. Полученные данные убеждают в том, что за пределами периферии океанов кварц в пелагических осадках, безусловно, эоловый (так же как слюда и многие другие минералы).

Закономерности распределения полевых шпатов (ПШ) в аэрозоле и донных осадках

Полевые шпаты по использованной нами методике определяются количественно только в сумме, но изучение дифрактограмм позволяет заключить: почти во всех океанских осадках резко преобладают плагиоклазы, что подтверждают данные оптического изучения алевритовых фракций (Петелин, 1965) и крупнопелитового материала (5—10 *мкм*) в шлифах или мазках осадков. Исследование состава ПШ в осадках южной части Тихого океана (Peterson, Goldberg, 1962) приводит к выводу о безусловном преобладании в большинстве районов узкой группы основных плагиоклазов (преимущественно вулканогенных). Содержание ПШ в донных осадках (более 500 станций) в целом более монотонно (рис. 22), чем кварца, но и здесь можно говорить о двух типах распределения: пестром — периферийном и упорядоченном — пелагическом. Относительно повышенные концентрации (10—12%, иногда выше) связаны, во-первых, с поясом современного андезитового вулканизма островных дуг и «метят» ареалы рассеяния пирокластического материала, во-вторых, подобно кварцу,— с аллотигенными пелагическими глинами аридных областей. Пелагические ареалы повышенных концентраций смыкаются на западе с периферической зоной, являясь ее непосредственным продолжением в открытый океан. При этом, однако, не наблюдается определенной тенденции постепенного убывания содержаний ПШ от островных дуг к центру пелагической области. По-видимому, и для ПШ можно говорить о пелагическом максимуме в аридных зонах океана, где тонкообломочный материал в основном эолового происхождения. Как и для кварца, четко выделяется северная аридная зона с содержанием ПШ в донных осадках 10—20% (в эоловом материале 10—25%); границы этих зон совпадают. Влияние андезитового пояса проявляется здесь в продлении полосы обогащения в гумидную зону, к островным дугам. Там, где нет вулканизма, нет и этой промежуточной полосы обогащения.

Выделяется пелагическая экваториальная зона низких концентраций ПШ (4—7%), связанная с их разрушением в тропических корах и с привносом преимущественно глинистого терригенного материала, т. е. продуктов выветривания полевых шпатов. Она особенно четко видна в Карибском море — здесь выветриванием исключается периферийное (флювиогенное) обогащение.

Вдоль континентов Австралия, Азия и Америка (вне районов активного современного вулканизма) протягиваются зоны пониженных концентраций ПШ (1—10%), отражающие состав выносимого терригенного материала и его механическую дифференциацию. Резко повышены их концентрации в холодных зонах, в обломочных песчаных и алевритовых осадках (Берингово, Охотское моря). Повышенные значения (10—14%) обнаруживаются в айсберговых осадках приантарктической зоны. В отличие от кварца для плагиоклазов существенно поступление их с пирокластикой, что хорошо прослеживается (рис. 22, *А*,*В*) в западной части Тихого, слабее — в северо-восточной части Индийского океана.

В глубоководных осадках Индийского океана содержание ПШ в целом значительно ниже, чем в осадках Тихого , что объясняется меньшей ролью пирокластики, расположением основных ее источников близ экватора, т. е. в гумидной зоне, где условия дальнего переноса неблагоприятны. Влияют и геология водосбора, и

▶

Р и с. 22. Распределение и генезис полевых шпатов в донных осадках океанов и питающие провинции континентов

Содержание (по данным количественного рентгеновского анализа) в % на бескарбонатный материал, осадок без разделения на фракции: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — станции; *5* — пофракционные определения полевых шпатов в материале из ледников суши по Виндому (Windom, 1969); гранулометрические кривые вынесены; *6* — важнейшие пустыни; цифры — содержание полевых шпатов в отложениях пустынь.

На врезках:

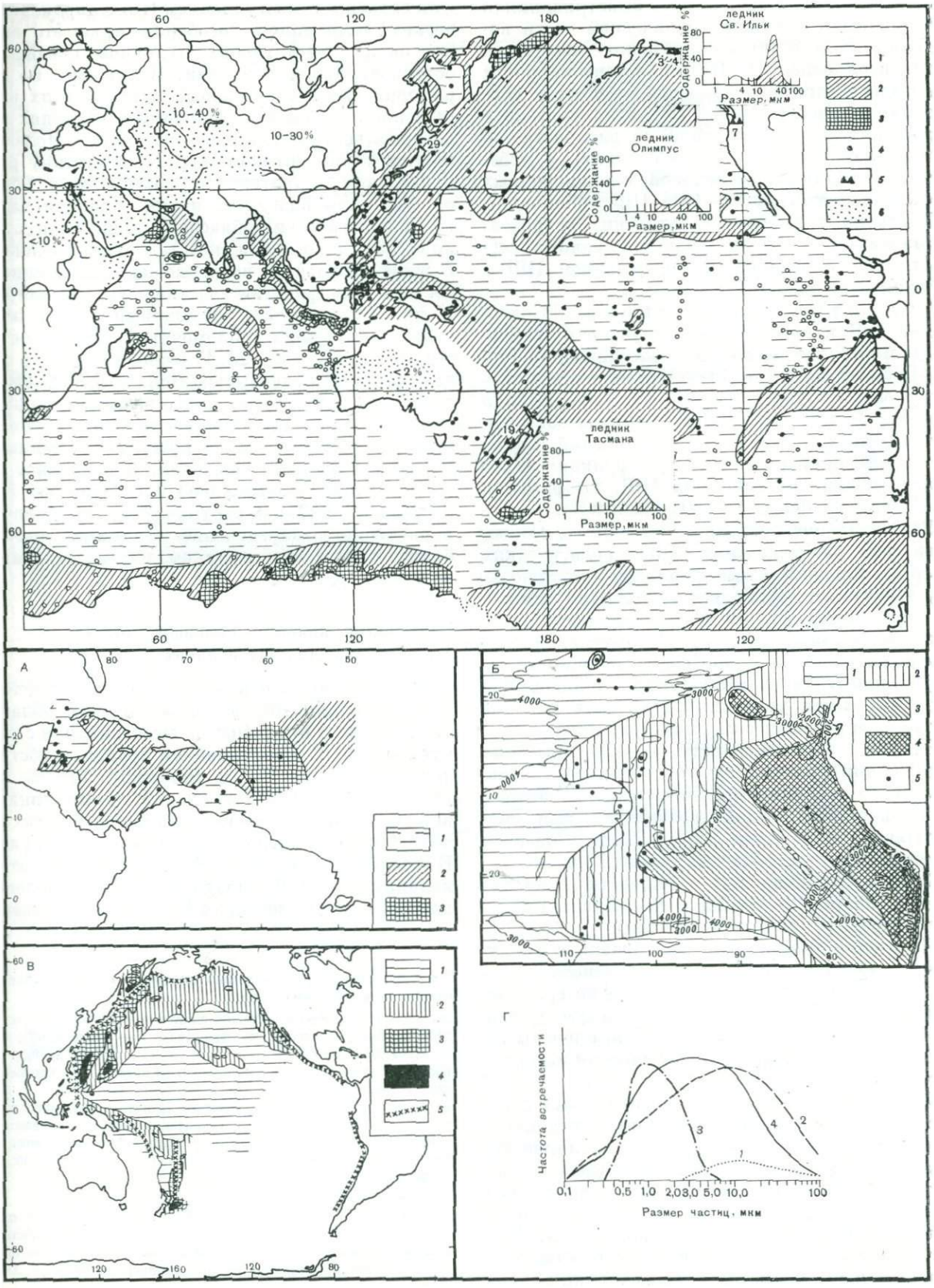
А — В — содержание полевых шпатов в %:

А — Карибское море, по Гриффину и Гольдбергу (Griffin, Goldberg, 1969). Условные обозначения — как на основной карте.

Б. Депрессия Бауэр и Панамская котловина (Лисицын и др., 1975). Содержание в % на бескарбонатный материал: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — более 10; *5* — станции.

В. Периферийный и вулканический типы распределения плагиоклазов в песчано-алевритовой фракции осадков Тихого океана (Петелин, Алексина, 1970). Содержание в % тяжелой фракции: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — более 30; *5* — глубоководные желоба — ловушки турбидитов.

Г. Распределение полевых шпатов в гранулометрическом спектре Амазонки и ее притоков (Gibbs, 1967): *1* — взвесь из горных притоков и устья; *2* — средний гранулометрический состав взвеси горных притоков; *3* — то же, экваториальных; *4* — то же, из устья реки


ледник Св. Ильи
ледник Олимпус
ледник Тасмана
Содержание %
Размер, мкм
10-40%
10-30%
<10%
<2%
А
Б
В
Г
Частота встречаемости
Размер частиц, мкм

условия быстрого химического выветривания (в особенности в северной тропической части водосбора). В латеритных пустынях Австралии содержится менее 2% ПШ, т. е. они не могут выноситься отсюда с аэрозолем. Область обогащения восточнее Новой Зеландии связана с пирокластикой (что видно и по распространению вулканических стекол в осадках). У побережья Антарктиды (в ледовой зоне) в донных осадках содержится 10—18% ПШ. Обогащены ПШ осадки в районе Мальдивских островов. Аравийское море характеризуется низкими цифрами, что определяется содержанием ПШ в эоловом материале (<10%).

Атлантический океан. Содержание ПШ наиболее полно изучено в Карибском море, где максимальные значения, до 15—20%, отмечаются близ Малых Антильских островов (пирокластика). От материка Южная Америка (как и близ Австралии) зона обогащения отделена полосой низких значений. В выносах Амазонки (см. рис. 21,*Г*) фракция менее 2 *мкм* вообще не содержит ПШ, во фракции 2—20 *мкм* их около 14% (Gibbs, 1967).

Все сказанное позволяет, во-первых, заключить, что распределение ПШ в пелагических осадках отражает климатическую зональность кор выветривания на суше: чем сильнее химическое выветривание, тем меньше полевых шпатов попадает в донные осадки. Поэтому максимальные содержания ПШ (при распределении по периферийному типу) приходятся на ледовые и холодные части умеренных гумидных зон, где преобладает физическое выветривание.

Вторая закономерность — связь высоких содержаний полевых шпатов с областями современного вулканизма, появление заметного их количества в осадках тропических зон, обязательно в парагенезе со стеклами и пеплом, которые «метят» области вулканизма.

Третья закономерность в сущности та же, что и для кварца, — тесная связь областей дальнего переноса (пелагический тип).

Четвертая закономерность связана с гранулометрией: зерна ПШ эолового генезиса (пелагический тип) четко выделяются по гранулометрическому составу, их максимум приходится на частицы 2—5 *мкм*. Полевые шпаты периферийного типа и пирокластический материал такого четкого максимума не имеют.

Пятая закономерность — преобладание среди зерен ПШ пелагического типа угловатых (оскольчатых), что отвечает их механической дезинтеграции в пустынях. Распределение абсолютных масс ПШ (рис. 23) имеет черты сходства с распределением кварца — также отмечается господство периферийного типа. Вместе с тем здесь проявляются и свои особенности, которых мы не встречали при изучении кварца. Они связаны с поступлением ПШ с пирокластическим материалом (особенно ярко это видно около действующих вулканов Гавайских островов, Новой Зеландии, Индонезии, по периферии андезитовой зоны), а также с их разрушением в ходе выветривания в условиях экваториального гумидного климата. Полевые шпаты, таким образом, передают картину распределения терригенного материала в более осложненном виде, чем кварц. Главная часть ПШ в пелагических областях аридных зон, судя по составу и соотношениям с кварцем, эоловая. В этом убеждает и изучение их вещественного состава, морфологии частиц, гранулометрии и др. Оказывается, суммарный вклад этих двух главнейших обломочных минералов в седиментацию (рис. 23,*А*) очень велик — в ряде мест на их долю приходится более 30%, иногда и более 40% терригенного вещества осадков. Столь дальнее проникновение этих обломочных минералов в осадки совпадает с данными прямого изучения аэрозолей, а зональное их распределение обусловлено зональностью тропосферных ветров и струйных течений, причем характерно распределение струйных течений большой скорости в узком интервале широт и высот (рис. 23,*Б*).

Отношение кварц — полевые шпаты в аэрозоле и донных осадках

Величина этого отношения зависит не только от содержания минералов в породах области питания, но и от процессов выветривания с разрушением ПШ и сохранением кварца, с поступлением богатого ПШ и лишенного кварца пирокластического материала из геосинклинальной зоны или с океанских платформ (в этом случае величина отношения близка к нулю). В «средней магматической породе континентов» кварца около 15%, плагиоклазов и К-полевых шпатов — в сумме около 60%, т. е. отношение

▶

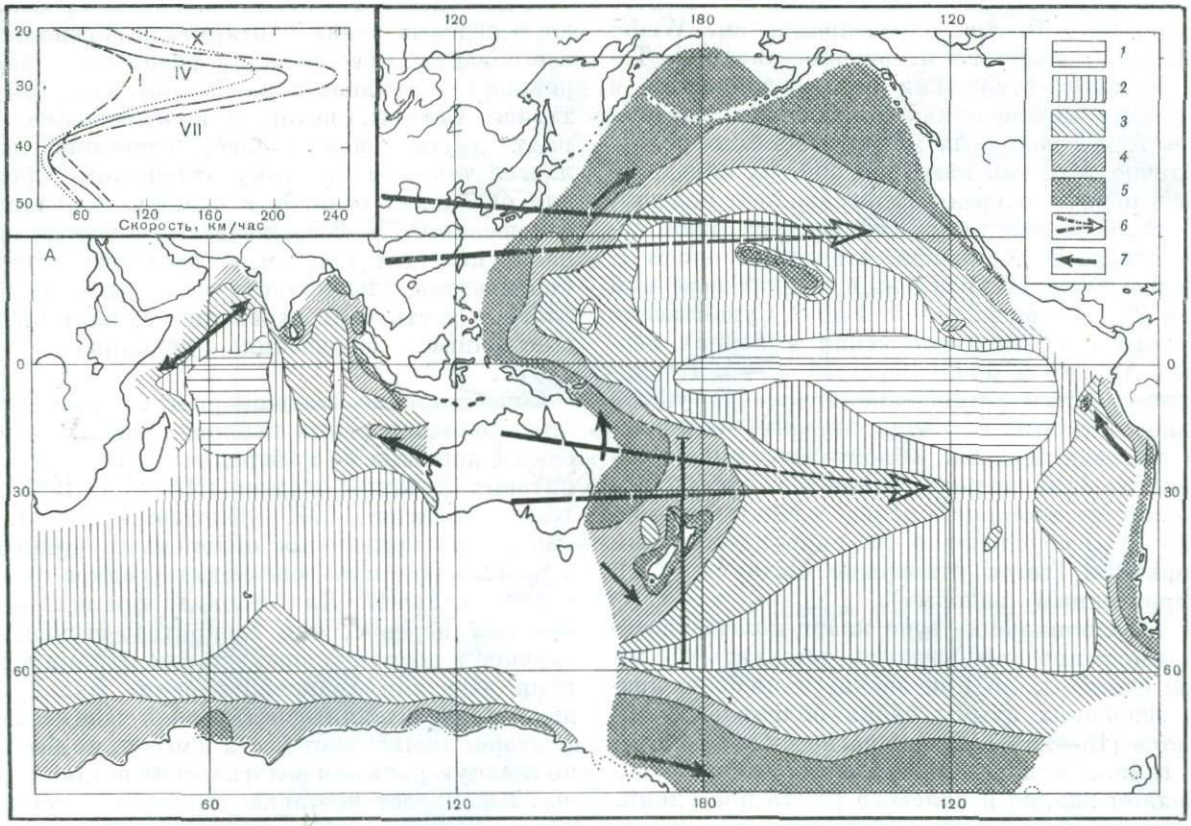
Рис. 23. Связь тонкодисперсных минералов (полевых шпатов и кварца) с факторами среды

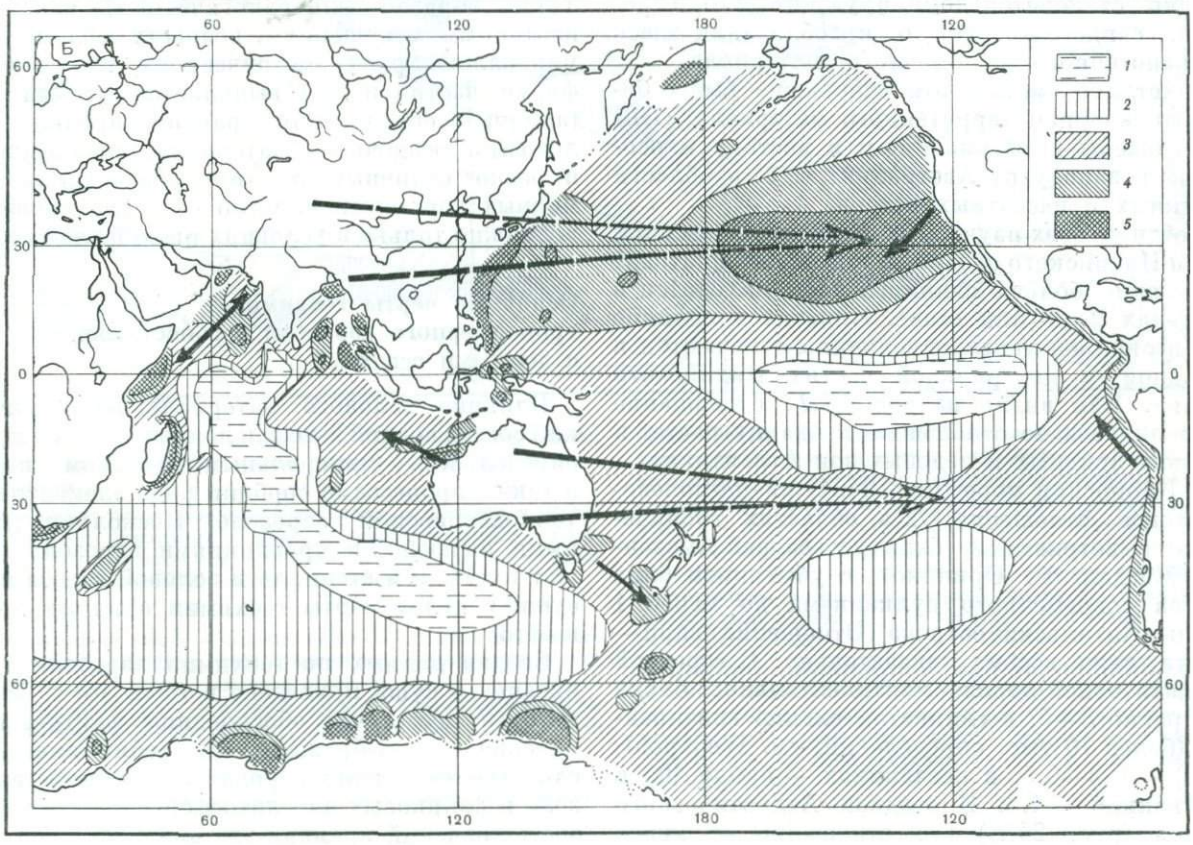
А. Абсолютные массы полевых шпатов в *г/см²/1000 лет* (определение без разделения на фракции): *1* — менее 0,001; *2* — от 0,001 до 0,01; *3* — от 0,01 до 0,05; *4* — от 0,05 до 0,1; *5* — более 0,1; *6* — струйные ветры в Тихом океане; *7* — тропосферные ветры.

Б. Содержание кварца и полевых шпатов (суммарно, в %) в терригенном материале пелагических осадков (определение рентгеновским количественным методом, без разделения на фракции): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 40; *5* — более 40.

На врезке к А

Изменение средней скорости струйного течения южного полушария в районе Новой Зеландии по широтам (вертикальная шкала, максимальная скорость на 28° ю. ш. для высоты около 12 км); римские цифры — месяцы наблюдений (Glasby, 1971). Положение разреза см. на 23, *А*


А
120
180
120
0
30
60
60
120
180
120
1
2
3
4
5
6
7
20
30
40
50
X
I
IV
VII
60
120
160
200
240
Скорость, км/час


Б
60
120
180
120
0
30
60
1
2
3
4
5

0,25. В глинистых сланцах континентального блока (более 70 тыс. определений, см. Wedepohl, 1969) величина отношения около 2. Таким образом, отношения резко различаются в осадочных образованиях континентов, где они более 2, и в исходных магматических породах. Различие это, как нетрудно понять, определяется в первую очередь выветриванием полевых шпатов. В аэрозолях из Центральной Азии, собранных на о. Хоккайдо, отношение около 1. Близкие значения получены в осадках северной части Тихого океана — от 1 до 2. Существенно отличаются от них отношения в кернах ледников Аляски и штата Орегон —3—4. Кварц-полевошпатовое отношение (рис. 24) убедительно показывает, что высокое содержание тонкодисперсных обломочных минералов в пелагических глинах северной части Тихого океана (сумма кварца и полевых шпатов обычно более 30%) обусловлено не пирокластическим материалом (тогда отношение было бы < 1), а терригенным (эоловым).

К экваториальной зоне кварц-полевошпатовое отношение уменьшается, оставаясь все же выше единицы, но при значительно более низких значениях суммы обоих обломочных минералов (15—25%). В эвпелагических цеолитовых глинах при незначительном суммарном содержании кварца и полевого шпата последний, однако, становится доминирующим, что, вероятно, свидетельствует о преобладании здесь вулканогенного обломочного материала.

Отчетливо «метит» это отношение вынос богатого кварцем терригенного материала (ПШ уничтожены выветриванием) к востоку и особенно к западу от Австралии, т. е. в области струйных и пассатных ветров.

Почти на всех изученных станциях в северной части Индийского океана кварц-полевошпатовое отношение больше единицы, чаще находится в пределах 2—3 или выше. Близкие к единице или несколько меньшие величины отмечаются в западной и центральной частях Индийского океана. Как видно из рис. 24,*Г*, содержание плагиоклазов по отношению к кварцу растет в осадках аридных и ледовых зон Атлантики.

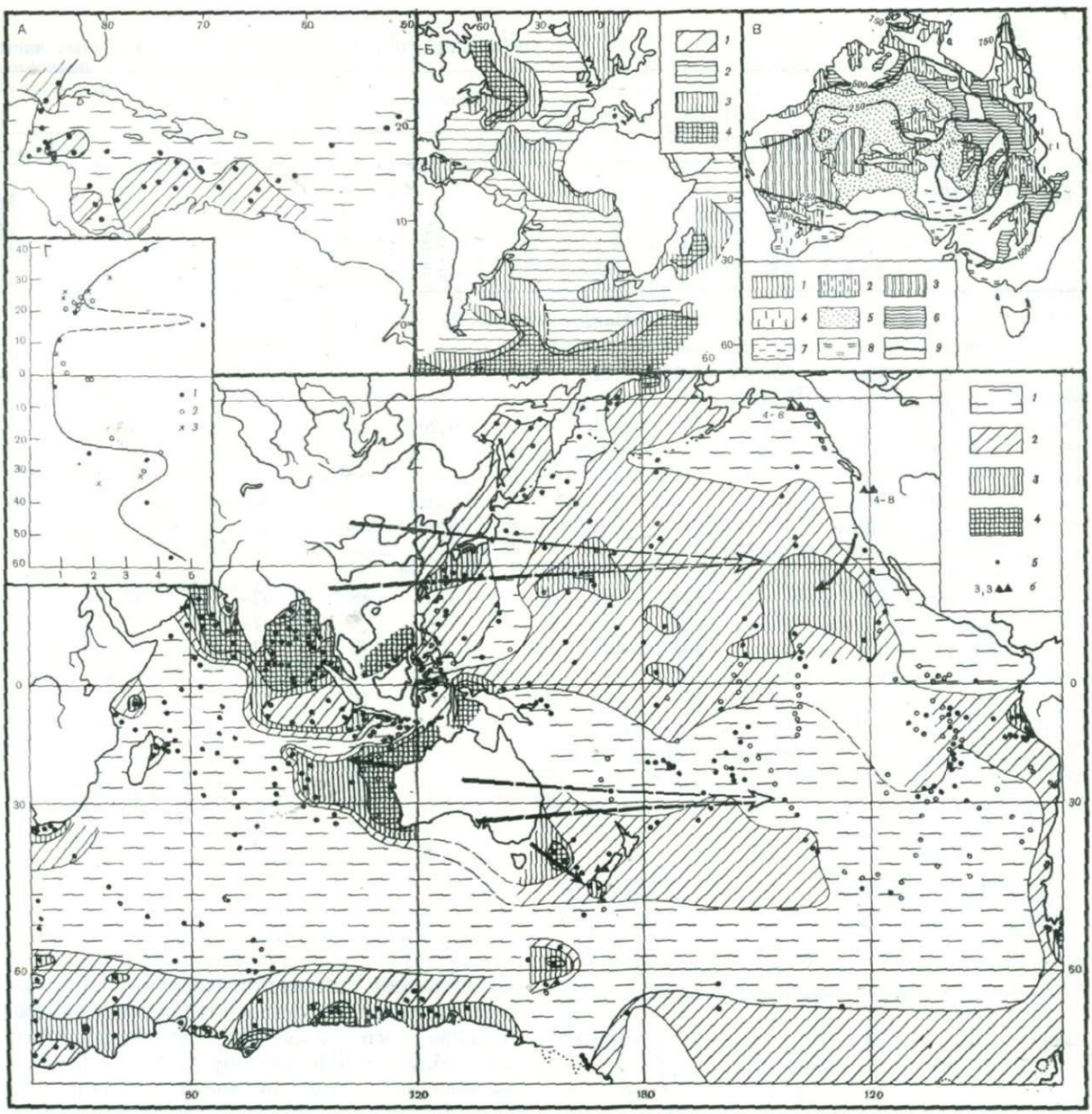
В Карибском море (рис. 24,*А*) кварц-полевошпатовое отношение 1/2 в областях тропического выветривания (близ устьев рек Амазонки, Магдалены, Ориноко), с убыванием близ очагов современного вулканизма до менее 1 (Малые Антильские острова). Отношение кварц—иллит также весьма показательно. В «средней магматической породе» континентального блока оно равно 3—5, в глинистом сланце континентов (более 70 тыс. определений, см. Wedepohl, 1969) — 0,3—0,5, в песчаниках — около 10, в граувакках — 1,3. В осадках Атлантического океана (рис. 24,*Б*) это отношение от менее 0,25 до более 1. Последние значения преобладают в ледовых зонах (Антарктида, Гренландия) и в областях преобладания физического выветривания — аридная зона Сахары. Эоловый материал Сахары, который прослеживается по ряду других показателей, отчетливо выделяется также и по этому отношению. Среднее для океанских осадков и сланцев континентов отношение 0,25—0,5 отвечает отношению кварца к полевым шпатам в исходных породах континентов, поскольку при выветривании главная часть ПШ переходит в иллит и рассмотренные отношения дополняют друг друга.

Сопоставление закономерностей распределения тонкодисперсных кварца, полевых шпатов, слюд с данными по минеральному составу алевритовых фракций осадков (Петелин, 1965; Петелин, Алексина, 1970) убеждает в том, что механизм распределения обломочных минералов в разных фракциях океанских осадков существенно различен. Для тонких фракций — это эоловый перенос, для алевритово-песчаных — перенос в водной толще, а также льдами и другими агентами транспортировки. Вклад этих двух основных для пелагической седиментации факторов меняется от места к месту, но бесспорно главную роль для пелагических осадков аридных зон играет поставка эолового материала. Таким образом, минералогически (а также по изотопным отношениям, возрасту обломочных минералов, гранулометрическому их составу, форме частиц и др.) выявляется особый тип (аридный) образования, транспортировки и отложения осадочного материала, специфичный и резко отличный от типа образования гумидных зон океанов. Само его существование возможно только в условиях низкой влажности.

Основные черты геохимии тропосферного аэрозоля в сопоставлении с донными осадками

Влияние эолового материала на химический состав водной взвеси и донных осадков предопределяется минеральным составом пыли, а также процессами сорбции ряда элементов на тонкодисперсном аэрозоле. Поскольку главными питающими провинциями аэрозоля служат пустыни и степи, то и эоловой взвеси присущи в целом черты геохимии аридных ландшафтов.

Сводка данных по геохимии аэрозоля трех океанов и суши приведена в табл. 16, 17 и 18, которые достаточно обоснованы фактическим материалом. Обращает на себя внимание сходство содержаний ряда элементов в аэрозоле и кларковых для литосферы, а также близость значений кремний-алюминиевого модуля.



Р и с. 24. Зависимость отношений кварц — полевые шпаты, кварц — иллит в донных осадках океанов от климатической зональности

Определения количественным рентгеновским методом в осадке в целом, без разделения на фракции *отношения* кварц — полевые шпаты: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 2; *3* — от 2 до 3; *4* — более 3; *5* — станции; *6* — фактические значения

На врезках:

А. Отношения кварц — полевые шпаты в осадках Карибского моря (Griffin, Goldberg, 1969, с изменениями автора). Условные обозначения — как на основной карте.

Б. Отношение кварц — иллит в осадках Атлантического океана, фракция 2—20 *мм* (Biscaye, 1965); *1* — менее 0,25; *2* — от 0,25 до 0,5; *3* — от 0,5 до 1,0; *4* — более 1,0.

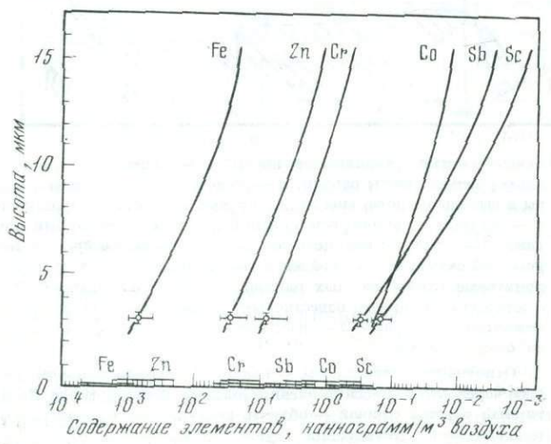
В. Ландшафтно-геохимический релит — питающая область Австралии (Глазовская, 1973): *1* — реликтовые оподзоленные красно-желтые ферралитные почвы; *2* — реликтовые красные альферритные почвы саванн; *3* — маломощные каменистые почвы и выходы на поверхности латеритных и кремневых панцирей; *4* — останцы с каолинит-латеритной корой и реликтовыми почвами; *5* — пустыни кварцево-гематитовые. *Области древней гидрогенной аккумуляции продуктов выветривания: 6* — монтмориллонитовые глины озерных равнин и древнего аллювия; *7* — с остаточными гипсово-известковыми корами; *8* — с остаточными известковыми корами; *9* — изогнеты среднего годового количества осадков в *мм*.

Г. Отношение плагиоклазы — кварц на меридиональном разрезе через Атлантический океан (Goldberg, Griffin, 1964). Пунктирный участок кривой — область поступления вулканогенных плагиоклазов Антильской дуги. Местоположение проб: *1* — западнее срединного хребта; *2* — на хребте; *3* — восточнее хребта

Химический состав аэрозолей океанов и разных частей

Элементы, отношение	Среднее для литосферы*	Океаны									
		Тихий		Индийский					Атлантический		
		северная, восточная части2*	восточная часть3*	северная часть4*	северная часть5*	северная часть6*	южная часть5*	южная часть	северная часть6*	южная часть6*	среднее для 50 проб6*
		Макроэлементы, %									
Si	28,15	2,7	21	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	8,23	0,82	7,9	3,33	0,71	—	0,31	—	—	—	—
Si/Al	3,42	3,52	2,66	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe	5,6	1,43	5,6	—	1,34	4,3	0,26	4,2	5,0—6,3	5,6—6,0	5,2
Mn	0,095	0,014	0,05	—	0,059	0,15	0,014	0,06	0,1—0,19	0,1—0,15	0,13
Zn	0,007	0,22	—	—	—	0,07	—	0,056	0,02—0,11	0,04—0,05	0,068
Cu	0,055	0,021	0,04	—	0,094	0,01	0,054	0,02	0,008—0,03	0,017—0,018	0,015
Pb	0,013	0,053	—	—	0,049	0,02	0,04	0,03	0,01—0,15	0,027—0,07	0,046
		Микроэлементы, $n\times10^{-4}$ %									
Ni	75		125	125	308	68	129	48	52—271	97—118	91
Co	25	—	17	12	—	22	—	6	7—11	7—11	9
Cr	100	—	128	143	998	98	54	78	63—119	50—185	85
Zr	165	—	92	60	—	—	—	—	—	—	
Ga	15	—	—	11	—	20	—	19	19—25	18—25	21
Y	33	—	25	12,5	—	—	—	—	—	—	—
V	135		183	—	—	106	—	80	85—353	124—199	145
Ba	425	—	617	—	—	373	—	653	396—994	231—592	487
Sr	375	—	270	—	—	88	—	109	101—136	51—130	101
Sn	2	—	—	—	—	16	—	17	4—99	14—24	30

* Taylor, 1964.
2* Гордеев, 1974 (среднее для 90—120 проб из сборов В. Н. Живаго).
3* Prospero, Bonatti, 1969 (среднее для трех проб).
4* Лукашин, 1975. Среднее для 16 проб.
5* Egorov a. o., 1970.
6* Chester, Stoner, 1974.



Р и с. 25. Изменение химического состава аэрозоля на вертикальном разрезе. Тихоокеанское побережье США (Rancitelli, Parkins, 1970)

Изменения химического состава аэрозоля на вертикальном профиле атмосферы на высоте от приземного слоя до 15 *км* показаны на рис. 25 (см. табл. 18). Пробы собраны с самолетов над территорией западной части США (от штата Нью-Мексико до штата Вашингтон), на меридиональном разрезе от 35° до 47° с. ш. (Rancitelli, Perkins, 1970). С высотой концентрация практически всех элементов уменьшается в в 10—100 раз и кривые концентрации разных элементов идут параллельно. Это связано с относительным постоянством состава аэрозоля и определяется падением его концентрации с высотой.

Каждый литр дождевой или снеговой воды при падении капель или снежинок с высоты 1 *км* омывает около 300 $м^3$ воздуха, а для мелкого дождя — значительно больше. При этом из воздуха вымываются растворимые соли, а также минеральный материал. Минерализация атмосферных осадков меняется в

Таблица 16

континентов

Континентальные части Земли (участки суши, отдельные города)							
умеренная гумидная зона						аридная зона	
о. Новая Земля	о. Диксон	Салехард	Петропавловск-Камчатский	Магадан	Севастополь	Ташкент	Семипалатинск
Макроэлементы, %							
—	—	—	—	—	—	—	—
0,17	0,23	0,10	0,37	0,13	0,3	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,43	0,66	0,41	1,18	0,86	0,42	—	—
0,035	0,03	0,031	0,043	0,037	0,034	0,61	0,31
—	—	—	—	—	—	—	—
0,06	0,09	0,04	0,12	0,02	0,03	0,44	6,81
0,02	0,01	0,02	0,06	0,03	0,02	1,06	1,69
Микроэлементы, $n\times10^{-4}$ %							
386	349	656	247	134	396	7860	995
—	—	—	—	—	—	—	—
411	—	389	106	109	261	4403	986
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

зависимости от сезона, а также от места сбора *в пределах 20—200 над* сушей и *3—4 мг/л* над океаном. Атмосферные осадки приносят на поверхность водосборов, а также морей и океанов значительное количество растворимых солей и минеральных частиц. Дождевые воды — слабый раствор азотной, серной и соляной кислот с pH от 4 до 6 (Barret, Brodin, 1956; Egner, Eriksson, 1955; Steinhauser, 1959; Petrenchuck, Drosdova, 1966, и др.).

Большое значение для познания геохимии океанов имеет определение абсолютных масс накопления разных элементов. Для подсчета могут быть использованы данные по абсолютным массам аэрозоля и содержанию в нем разных элементов.

Есть и второй путь, основанный на определении состава и абсолютных масс пыли в ледниках различных зон. Для такого рода подсчетов *очень удобна область Тихого океана* к востоку от Австралии и Новой Зеландии, откуда выносится значительное количество аэрозолей в пелагические осадки. По подсчетам, эоловый материал составляет здесь до 60% вещества донных осадков (Windom, 1969), что близко к определениям автора.

Детально изучен химический состав пылевого материала из ледников Франца-Иосифа и Тасмана в Новой Зеландии (табл. 19). В самой крупной фракции (5—15 *мкм*) здесь преобладают кварц и полевые шпаты, во всех более тонких — глинистые минералы. Содержание Ca, Fe, Mg зависит от состава обломочной части: содержание малых элементов, как и для речной и океанской взвеси, максимально в тонких фракциях (<2 *мкм*), что связано с сорбцией их глинистыми минералами и гидроокислами Fe и Mn.

Абсолютная масса выпадений эолового материала на ледники Новой Зеландии определена в 120 *мг/см²*/1000 лет, т. е. 0,12 С (т. е. около 0,1 Б). Скорость пелагического осадконакопления в южной аридной зоне Тихого океана равна 0,1—0,4 Б. Нетрудно видеть, что порядок величин для ряда элементов близок. В табл. 20 приведены сопоставления абсолютных масс элементов в аэрозоле и в донных осадках аридной зоны Северной Атлантики. Вклад эоловой компоненты для разных элементов меняется в широких пределах: больше всего, 40—64%, он для литофильных элементов (Al, Ti, Cr, V и др.) и меньше — для элементов, история которых связана с растворами. Геохимия аэрозолей изучена пока недостаточно, но и полученные данные убеждают в том, что в аридных зонах поставка многих элементов определяется эоловым материалом.

Биогенные остатки и органическое вещество в тропосферном аэрозоле и донных осадках

Содержание органического вещества, диатомовых и других остатков в аэрозоле в ряде мест *значительно в харматанной пыли* Западной Африки (Melosira granulata, Melosira ambigua, Cuclaterra и др.). Те же виды диатомовых найдены и в северной аридной зоне донных осадков Атлантики (рис. 26,*А*). Аналогичные виды диатомовых, а также фитолиты были найдены в колонках осадков шведской глубоководной экспедицией в Атлантике (Kolbe, 1955). Пресноводная Melosira granulata была обнаружена в больших количествах даже и в аэрозоле с о. Барбадос (Delany a. o., 1967); здесь найдены в больших количествах панцири и других пресноводных диатомовых «харматанного комплекса», т. е. эоловый материал, обогащенный микрофлорой пустынь, поступает в океанские осадки аридной зоны и пересекает океан.

Выпадение пыли с большим количеством диатомовых наблюдалось близ Западной Африки, в зоне действия харматана (Фетт, 1961). Она приносится из Гвинеи и на 95% состоит из пресноводных диатомей (Danckebman, 1913).

Таблица 17

Химический состав аэрозолей лёссов и донных осадков в % (Glawion, 1936; Game, 1964; Prospero, Bonatti, 1969; Miyaki a. o., 1956)

Окислы	Эоловый материал из Сахары			Эоловый материал и лёссы из Центральной Азии			Эоловый материал из Южной Америки
	Европа, район Женевы	Атлантический океан		Центральная Азия	Тихий океан, северная часть		Тихий океан, юго-восточная часть
		аэрозоль из «моря мглы»	донные осадки «моря мглы» (бескарбонатная часть)	лёссы провинции Тайюань	аэрозоль		Средние для трех проб аэрозоля
					о. Хонсю	о. Хоккайдо (г. Асахикава)	
SiO_2	37—75	75,3	61,4	61,23	59,30	54,57	45
TiO_2	—	1,3	1,1	0,70	0,60	0,71	0,6
Al_2O_3	0—20	11,5	19,3	11,35	11,45	12,78	15
Fe_2O_3	6—22	6,2	7,2	3,50	2,32	4,22	5,6
FeO	—	—	1,2	1,20	1,55	2,30	—
MnO	2—4	Следы	0,3	—	—	0,70	0,06
MgO	0,4—3	Следы	2,6	1,14	1,32	2,84	1,4
CaO	1—16	0,9	0,7	5,36	5,96	5,75	1,7
Na_2O	—	2,1	2,1	1,65	1,80	2,08	1,75
K_2O	—	2,7	3,8	2,10	2,17	1,58	1,4
P_2O_5	—	—	0,3	0,18	0,20	0,27	—
SiO_2/Al_2O_3	—	6,5	3,2	5,39*	5,18	4,27	3
Al_2O_3/TiO_2	—	8,8	17,5	16,2	19,0	18,0	25

* Для других лёссов отношение SiO_2/Al_2O_3 следующее: лёссы Миссисипи 16,2; Канзаса 9,2; Рейнской области 10,5; для лёссов провинции Тайюань даются значения 8,8—9,2, в аэрозоле о. Хоккайдо (г. Асахикава) это отношение в отдельные сезоны достигает 7,3. Изменения связаны с сезонной сменой минерального состава аэрозоля, которая типична для всей северо-западной части Тихого океана. Отношение $(CaO + Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ лёссов провинции Тайюань 1,3—1,4, для аэрозоля с о. Хоккайдо 1,2.

Таблица 18

Сопоставление содержаний микроэлементов в континентальном и океанском аэрозолях из разных климатических поясов в нанограммах/м³ стандартного воздуха

Элементы, отношение	Континентальный аэрозоль					Океанский аэрозоль	
				Антарктида**			
	Торонто* на уровне земли	Чикаго* на уровне земли	Среднее для центральной части США (на высоте 3 км)*	ст. Мак-Мердо	ст. Южный полюс	Гавайские острова***	среднее* для океанского аэрозоля
Al	—	—	—	3,2—480	0,6	6,7±7,2	—
Fe	630—5400	820—5100	200—850		—	12,0±9,0	74—1100
Co	2—9	0,32—4,8	0,09—0,23		—	—	0,042—0,46
Cr		5,7—3,7	4—8		—	—	0,13—9,76
V		—	—	11—4,000	2,0	0,16±0,11	—
Mn	—	—	—	0,14—0,91		0,19±0,14	—
Zn	170—510	190—1700	5—280		—	—	1—24
Ag	12—88	—	0,02		—	—	—
Sb	2,7—7,4	1,4—55	0,06—0,34		—	—	0,08—1,2
Sc	0,6—0,8	0,21—0,96	0,13—0,19	—	—	—	0,0049—0,29
V/Al	—	—	—	5,0	3,6	4,5	—

* Rancitelli, Percins, 1970 (самолетные разрезы, Северная Америка, 35—47° с. ш.)

** Gladney a. o., 1972.

*** Hoffman G. L., 1971. Интервал значений для 72 проб о. Оаху, сборы с вышки на наветренной стороне острова. Другие компоненты: Na—3500±2000; Mg—410±240; Ca—160±90; K—120±60; Sr—2,4±1,5; Pb—3,0±2,8; Cu—1,9±2,1. Для сравнения интересны данные Бермудских островов: Al—130; Fe—97; Cr—0,1; Mn—1,5; Zn—2,5

Таблица 19

Химический состав аэрозолей из Австралии (сборы на ледниках Новой Зеландии) и донных осадков юго-западной части Тихого океана (Windom, 1970, с изменениями автора)

Осадочный материал	Фракция, *мкм*	Содержание фракций, %	Ca	Mg	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Cr	Sr
			%			$n\times10^{-4}$ %					
Аэрозоль из ледника	<2	35	0,24	1,20	6,3	470	230	160	—	350	160
Франца-Иосифа,	2—5	17	0,61	0,73	4,4	550	110	—	—	310	165
проба FI = 1	5—15	29	0,47	0,94	3,0	260	50	—	—	180	220
Среднее для пробы			0,40	1,01	4,7	410	140	160	—	280	180
Аэрозоль из ледника	2	26	0,21	1,69	6,8	380	300	99	45	—	—
Тасмана,	2—5	14	0,44	1,05	4,7	400	210	77	22	340	—
проба TAS = 1	5—15	25	0,89	0,86	3,1	370	80	48	—	—	240
Среднее для пробы			0,52	1,78	4,9	380	190	73	37	340	240
Среднее для обеих проб			0,46	1,05	4,8 (5,8)	395 (0,047)	165 (0,02)	116 (0,014)	37 (0,004)	310 (0,036)	210 (0,025)
Среднее для донных осадков юго-западной части Тихого океана			3,05	1,32	3,6 (3,5)	630 (1,00)	46 (0,034)	70 (0,02)	25 (0,011)	260 (0,014)	405 (0,018)

Примечание. В скобках даны значения абсолютных масс в *мг/см²/1000 лет*, определенные по следующим скоростям седиментации в *мм/1000 лет*: аэрозолей из ледников — 0,1, донных осадков — 0,6Б.

Таблица 20

Химический состав аэрозолей и донных осадков аридной зоны Северной Атлантики (Chester, 1972)

Элемент	Аэрозоль	Пелагические осадки	Аэрозоль	Пелагические осадки	Вклад аэрозолей в осадконакопление, %
	содержание, $n\cdot10^{-4}$ %		*абс. массы*, *мг/см²/1000 лет*		
Mn	1598	5912	0,082	0,621	13,2
Ni	41	418	0,0021	0,044	4,8
Co	14	138	0,0007	0,015	4,7
Cr	160	120	0,0084	0,013	64,7
V	197	240	0,001	0,025	40,0

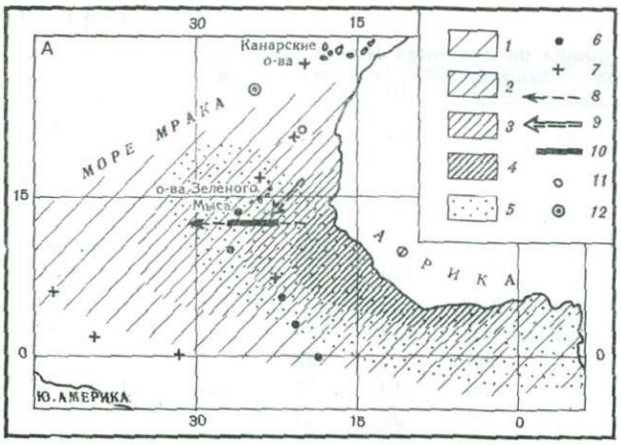
Кроме пресноводных диатомовых в пробах аэрозоля с о. Барбадос были найдены остатки панцирей морских диатомовых, которые захватываются ветром с поверхности океана, споры грибов, обрывки растительных тканей.

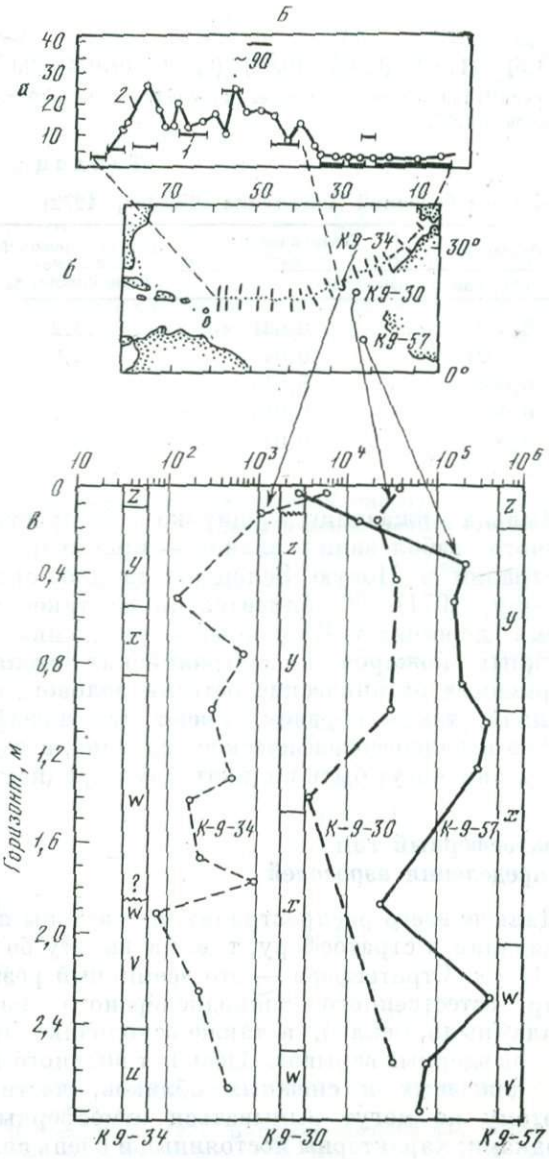
Значительное количество фитолитов и пресноводных диатомей было обнаружено также в колонках древних осадков из «моря мрака», которые соответствуют интервалу около 2 млн. лет (рис. 26, *Б*). По этим данным, содержание эолового кварца, фитолитов и пресноводных диатомей синхронно повышалось при росте сухости и снижалось в периоды более влажного климата. В эпохи аридного климата содержание кварца возрастает в 2 раза, а фитолитов и пресноводных диатомовых — почти в 50 раз по сравнению с эпохами с влажным климатом. Очевидно, при повышении влажности пустынные районы зарастали травами, дефляция снижалась. В сухие же периоды происходило развеивание растительности, а также озерных и речных отложений с пресноводными диатомовыми.

Пыльца ржавчины — широко распространенного заболевания злаков — проникает из Австралии в Новую Зеландию за двое суток (Glasby, 1971). Приблизительно за такое же время пересекает Тасманово море дымка от крупных пожаров в австралийских степях. Форменные органические остатки эолового материала, таким образом, имеют стратиграфическое и палеогеографическое значение, в частности они могут быть индикаторами аридности.

Стратосферный тип распределения аэрозолей

Дальше всего распространяются частицы при попадании в стратосферу, т. е. на высоту более 8—17 *км*. Стратосфера — это всемирный резервуар естественного тонкодисперсного материала (пыль, пеплы), а также осколочных продуктов ядерных взрывов. Здесь нет водяного пара, дождевых и снежных облаков, частицы поэтому не могут вымываться атмосферными осадками; характерны постоянные и очень силь-





ные ветры. Закономерности осаждения аэрозолей определяются особыми процессами, происходящими в стратосфере, и общей циркуляцией атмосферы. Время пребывания аэрозоля в стратосфере и мезосфере составляет от 4 до 14 лет, в среднем около 7 лет (Кароль, Малахов, 1965; Leipunski a. o., 1970).

В ходе атомных испытаний выбросы аэрозолей в стратосферу производились многократно на разных широтах — от ледовой зоны до экватора (рис. 27, *А—В*). Накоплен огромный «модельный» материал по распределению аэрозолей в стратосферном резервуаре с применением меченых аэрозолей, выяснены количественные показатели процесса. Оказалось, что трассеры, введенные в стратосферу, распространяются быстро и на огромные расстояния. Механизм их распределения и выпадения отличен от механизма локальных и тропосферных выпадений. Наиболее распространенные размеры частиц стратосферного аэрозоля — 1 *мкм* и мельче, т. е. они в отличие от тропосферного аэрозоля (максимум 2—5 *мкм*) отвечают тонким пелитам.

Установлено, что *при попадании в стратосферный резервуар аэрозоля основное его выпадение идет не на широте места взрыва — в отличие от тропосферного, а обычно с огромным смещением по меридиану* в двух симметричных по отношению к экватору зонах конвергенции — на 25—45° с. и ю. ш.

Один из взрывов имел место близ экватора, на 11,7° с. ш. (испытание 1958 г.), причем в атмосферу было введено большое количество W^{185}; второй — в полярных широтах, около 75° с. ш. (испытание 1961) (Лавренчик, 1965). Изучение меченых аэрозольных продуктов показало, что в максимальных количествах они выпадали не на широте взрывов, а со значительными

Рис. 26. Биогенный материал в аэрозоле и донных осадках аридной зоны Северной Атлантики

А — распределение пыли в «море мрака» и зона действия харматана, несущего фитолиты и пресноводные диатомовые, а также споры и пыльцу. *Частота встречаемости пылевой мглы в %*: *1* — от 5 до 10; *2* — от 10 до 15; *3* — от 15 до 25; *4* — от 25 до 35; *5* — зона действия харматана; *6* — точки наибольшей встречаемости пресноводной диатомовой водоросли Melosira granulata в донных осадках; *7* — точки обычного распространения той же водоросли; *8* — маршрут судна «Видаль»; *9* — направление ветра в период работ этого судна; *10* — участок, на котором судно попало в пылепад; *11* — точка сбора пыли с судна; *12* — океанографическая станция 24°20′ с. ш., 24°28′ з. д. (по данным иностранных источников: Folger, Burckle, Heezen, 1966; Game, 1964); *Б* — распределение фитолитов на разрезе через аридную зону Атлантики в аэрозоле, поверхностных водах и колонках донных осадков: *а* — фитолиты в аэрозоле (*1*) в *эка/м*³ воздуха и в водной взвеси (*2*) в *эка/л*; *б* — маршрут судна, точки — номера станций; *в* — фитолиты в колонках донных осадков (в *шт/г* бескарбонатного осадка, фракции крупнее 0,01 *мм*); хронология на вертикальной шкале — по данным фораминиферового анализа, фаунистические зоны — Эриксона и Воллин

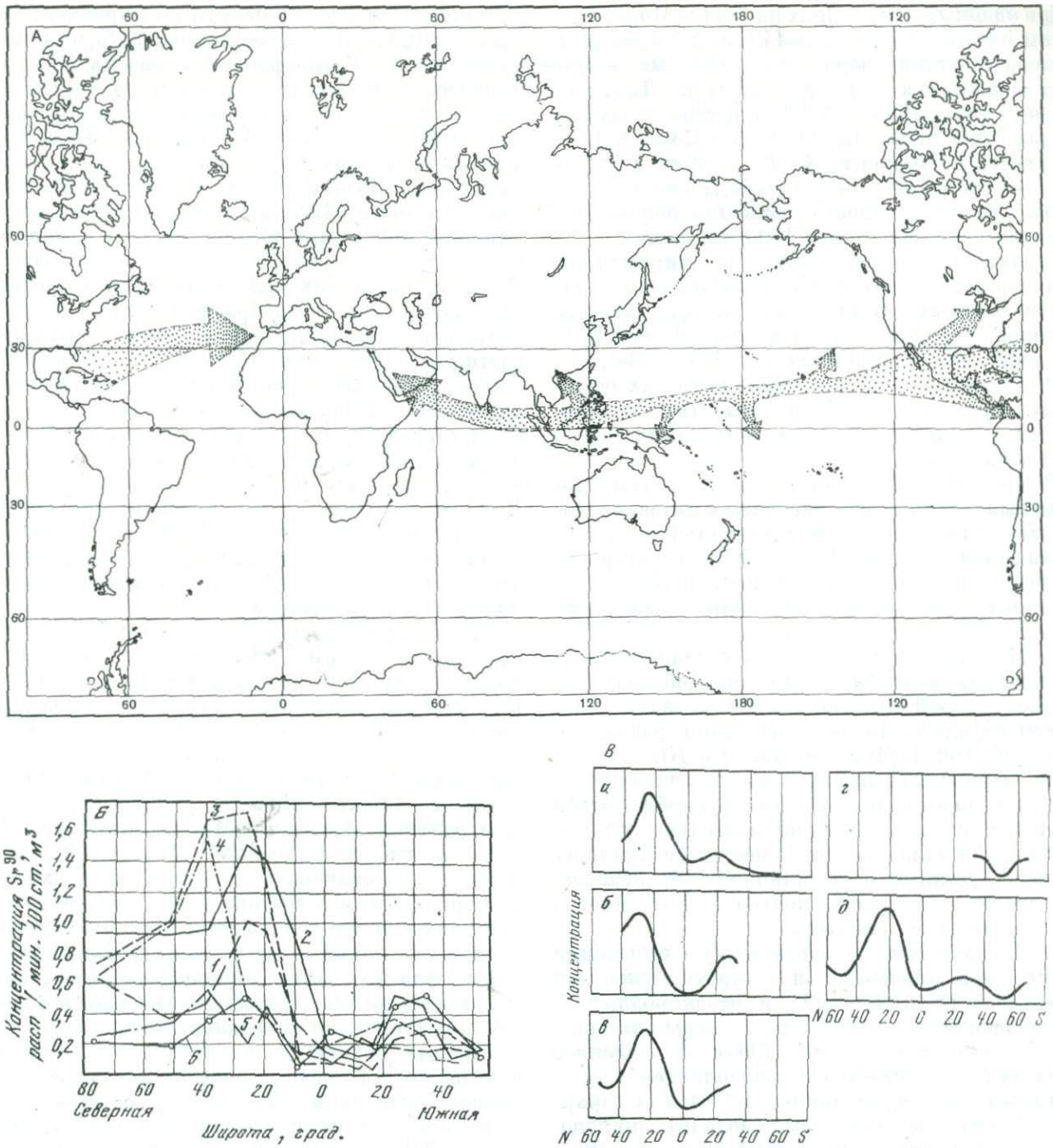


Рис. 27. Пути миграции эолового материала, трассированные по материалу ядерных взрывов

А — движения радиоактивных облаков при атомных испытаниях США (о-ва Бикини, о. Эниветок в Тихом океане). Типичны узкие полосы широтного переноса аэрозоля (по Л. Мачта, см. Шведов, Патин, 1968). *Б — глобальное выпадение* Sr^{90}. *Приземный слой, меридиональный разрез* (80° з. ш.) в 1960 г.: *1* — январь; *2* — март; *3* — май; *4* — июль; *5* — сентябрь; *6* — ноябрь. *В* — концентрация радиоактивных загрязнений над океанами по меридиональным разрезам. Данные экспедиций на кораблях: *а* — «Обь»; *б* — «Витязь»; *в* — «М. Ломоносов»; *г* — «Кооперация»; *д* — результирующая кривая (Лавренчик, 1965)

смещениями по меридиану, симметрично экватору, в пределах 20—45° с. и ю. ш.

В 1964 г. американский спутник с ядерным источником энергопитания, работавшим на плутонии, сгорел на высоте 40—60 *км* над Индийским океаном в районе экватора. Максимум выпадений Pu обнаружен был, однако, не здесь, а на 34° ю. ш., т. е. в южной аридной зоне. В экваториальной зоне подъема воздушных масс концентрация Pu^{238} оказалась почти в 10 раз ниже, чем в аридной (List a. o., 1966).

При ядерных испытаниях на атолле Мороруа в Тихом океане (22° ю. ш., 140° з. д.) продукты взрывов проникли через стратосферный резервуар из южного в северное полушарие. Так, при взрыве 7 июля 1968 г. Ba^{140} и другие продукты взрыва были отмечены 23 июля в Бомбее, 19—22 августа в Гонконге, 8—22 августа в Чикаго, 2—9 сентября в Гибралтаре (Pierson a. o., 1969). Средняя скорость движения облака определена в 72 *км/ч* (около 1700 *км/сутки*).

Характер крупномасштабной циркуляции стратосферы изучался с использованием в качестве меченых атомов также и естественных изотопов, образовавшихся в верхней атмосфере под действием космических лучей (P^{32}, Be^7, S^{35}, Na^{22}). Оказалось, что особенно быстро их осаждение идет в полярных областях конвергенции (средняя скорость опускания здесь 1—5 *км/месяц*.)

Интересны данные наблюдений за глобальными выпадениями над океанами с судов, совершавших плавания по меридиональным маршрутам (плавания д/э «Обь» из СССР в Антарктиду, рейсы других судов; см. рис. 27,*В*).

Основные гипотезы глобальных выпадений можно свести к трем группам.

1. Модель упорядоченной меридиональной циркуляции атмосферы (Брюера-Добсона), согласно которой имеется несколько замкнутых систем меридиональной циркуляции, разбивающихся на три ячейки (см. рис. 13, *Б*).

На меридиональном разрезе от экватора к полюсам, по этой гипотезе, должно наблюдаться усиление выпадений приблизительно на 30° с. и ю. ш. и близ полюсов (в местах нисходящих течений). Данные о меридиональном перераспределении трассеров подтверждают многие положения этой гипотезы.

2. Наблюдаемые закономерности выпадений могут быть объяснены и микротурбулентной диффузией (Монин, 1969), и неоднородностью рассеивающих свойств стратосферы на различных широтах (Болин, 1964). Замедленное выпадение связывается с ослаблением вертикального перемешивания (гипотеза Спара).

3. Смешанные гипотезы (модели), привлекающие оба эти процесса (Лавренчик, 1965; Юнге, 1965; Стыро, 1955; Кароль, Малахов, 1965; Монин, 1969, 1972; Радиоактивные частицы в атмосфере, 1963; Вопросы ядерной метеорологии, 1964; Радиоактивные загрязнения внешней среды, 1962; Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии, 1965, и др.).

Обычный гранулометрический состав аэрозоля из глобальных выпадений следующий: менее 0,2 *мкм* — 0,63%; от 0,2 до 1,0 *мкм* — 44,7%; от 1,0 до 2,0 *мкм* — 48,99%; от 2,0 до 5,0 *мкм* — 4,44%. Стратосферный аэрозоль характеризуется очень высокой сортировкой: частицы от 0,2 до 2 *мкм* составляют 94% материала (по весу). Тропосферный аэрозоль немного крупнее, в основном он состоит из частиц от 2 до 5 *мкм*. В составе стратосферного аэрозоля основную роль играет сульфат (до 80—90%) и лишь на втором месте стоят элементы алюмосиликатов. Возникновение сульфатного аэрозоля связано с окислением SO_2 и H_2S на определенной высоте при фотохимических реакциях в присутствии большого количества озона. В приземных слоях атмосферы эти соединения встречаются в газообразном виде. Хлопья сульфата аммония обволакивают пылевые частицы, опускаются до уровня тропосферы, а затем вымываются дождем или входят в сухие выпадения. Захваченные сульфатными частицами тончайшие пылинки из стратосферы после освобождения от сульфата присоединяются к тропосферным и локальным выпадениям. Для стратосферы, таким образом, характерно «сульфатное вымывание» аэрозолей. Наиболее интересные данные по составу стратосферного аэрозоля были получены при анализе пылевого материала из ледников.

Стратосферный аэрозоль в кернах ледников Мира и его сопоставление с донными осадками. Исследования выполнены для крупнейших ледников (Гренландии, Антарктиды, Аляски, Альп и др.) вдали от возможных источников поступления местного материала (Windom, 1970), изучены также льды и ледовые острова Центральной Арктики (Mullen a. o., 1972).

Правильность выделения глобальной минеральной составляющей подтверждается сходством минерального состава проб, собранных в пределах одной и той же зоны: например, из северной умеренной зоны — горы Св. Ильи (Аляска) и Олимпус (штат Вашингтон). Поступление локального материала контролируется также по естественной радиоактивности (радон и торон) (Lokhart a. o., 1966). Минералогический анализ после выделения взвеси из расплавленного льда выполнен количественным рентгеновским методом (точность определения ±5—10%). Гранулометрический анализ проб, а также определение содержания различных минералов по фракциям позволяют выявить два важных факта:

1) в большинстве случаев имеют место двухвершинные гранулометрические кривые: вершина, соответствующая более тонкому материалу, отвечает поступлению пыли из глобального источника, вторая вершина — поступлению пыли из местных источников (см. рис. 20 и 22);

2) минеральный состав крупной и тонкой фракций поэтому резко различается. Состав

Таблица 21

Состав глинистых минералов (<2 *мкм*) в аэрозолях ледников суши и донных осадках океанов (средние значения, % от суммы глинистых минералов) (Windom, 1969, с изменениями)

Тип осадочного материала	Местоположение	Число проб	Иллит	Хлорит	Каолинит	Монтмориллонит	Примечания
	Северная ледовая зона (Атлантический океан)						
Аэрозоль ледников	Гренландия, точка 2	9	52	20	27	—	
	Гренландия, Кемп Сенчури	2	61	19	20	—	
	Среднее		57	19,5	23,5	—	
Донные осадки	Арктика	4	54	23	20	2	
	Умеренная гумидная зона северного полушария (Тихий океан)						
Аэрозоль ледников	Гора Св. Ильи, Аляска	5	54	27	19	—	
	Гора Олимпус, шт. Вашингтон	7	55	29	16	—	
	Среднее	6	55	28	18	—	
	Гора Райнер, шт. Вашингтон	2	61	19	13	7	
	Гора Вистлер, Канада	1	57	28	15	—	
	Ледник Джулиан, Калифорния	1	60	15	25	—	
	Среднее		53	20	17		
Донные осадки в целом		13	48	16	9	28	Эоловая компонента осадков — 47% пелитовой фракции
Состав неэоловой части		13	40	6	6	47	
	Умеренная гумидная зона южного полушария (Тихий океан)						
Аэрозоль ледников	Ледники Новой Зеландии:						
	Тасмана	8	49	23	26	—	
	Франца-Иосифа	2	48	22	31	—	
Донные осадки в целом		16	36	16	14	35	Эоловая компонента осадков — 41% пелитовой фракции
Состав неэоловой части		16	27	21	13	59	
	Экваториальная — тропическая зона (Атлантический океан)						
Аэрозоль ледников	Гора Орисаба, Мексика	5	40	10	30	20	
	Гора Попокатепетль	3	44	—	31	25	
Аэрозоль	О. Барбадос	—	41	10	32	16	
Донные осадки		12	38	13	29	19	

крупной меняется от места к месту, тонкая же имеет более монотонный состав, отвечающий глобальным выпадениям.

Рентгеновским анализом установлено довольно широкое участие в составе пыли аморфного материала — от 6 до 88% (по весу), в среднем около 50%. Это близко к содержанию аморфного вещества в океанских осадках. Распространенным компонентом неорганической части рентгено-аморфного вещества пыли является вулканическое стекло, которое в более крупных фракциях устанавливается и микроскопически; в ледниках Новой Зеландии встречаются аморфные окислы железа (развеивание латеритных кор выветривания Австралии). Органическая взвесь также очень важна: она составляет от 20 до 100% от рентгено-аморфной части.

Среди минералов ледников широким распространением пользуются кварц, полевой шпат, амфибол, слюда, хлорит, каолинит, редко монтмориллонит. Из табл. 21 и 22 следует, что минеральный состав тонкодисперсной фракции пыли из ледников Гренландии очень близок к составу той же фракции донных осадков Арктики. Типично преобладание иллита и хлорита, которые дают в сумме 50—75% глинистых минералов аэрозоля, что обусловлено их избирательным захватом. Каолинит и монтмориллонит экваториальной гумидной зоны почти не захватываются и не переносятся в аэрозоле (кроме Австралии).

Подсчитан вклад эолового материала в накопление тонкой минеральной части осадков: в северной части Тихого океана он составляет около 50%, а в аридной зоне — даже до 75%, т. е. эоловый процесс является ведущим (Windom, 1969, 1970), что соответствует и моим подсчетам независимым методом (см. рис. 18а).

Пробы, в которых возрастает роль неэоловой компоненты, обычно расположены ближе к берегу и вулканическим источникам. В част-

Таблица 22

Скорости выпадения, абсолютные массы и минеральный состав аэрозолей глобальных выпадений из ледников (Windom, 1969; Fireman, 1968, с изменениями)

Местоположение	Скорость накопления глобальных компонентов (*мм*/1000 *лет*)	Абсолютные массы выпадений, *мг*/*см*²/ 1000 лет			Минеральный состав, % на осадок							
		глобальных	локальных	общих	кварц	слюды	хлорит	каолинит	монтмориллонит	полевые шпаты	амфиболы	кварц/ТПШ
Ледовая зона северного полушария												
Гренландия, точка 2	0,14	21	—	21	23	37	11	8	—	16	5	1,4
Гренландия, Кемп Сенчури	?	—	—	—	24	27	11	9	—	23	6	1,04
Умеренная зона северного полушария												
Гора Св. Ильи-1, Аляска	0,11	2	1	3	17	63	10	3	—	4	2	4,3
Гора Св. Ильи-2, Аляска	—	16	12	28	24	52	10	5	—	3	5	8,0
Гора Олимпус, шт. Вашингтон 0,21	0,21	32	43	75	23	56	10	2	—	7	2	3,3
Аридная зона северного полушария												
Гора Орисаба, Мексика	0,09	13	800	813	56	16	3	6	6	?	11	?
Гора Попокатепетль, Мексика	0,01	0,7	500	500,7	53	18	—	11	9	?	8	?
Умеренная зона южного полушария												
Гора Кука, Новая Зеландия	0,8	120	50	170	29	41	7	4	—	19	—	1,5
Ледовая зона южного полушария												
Ст. Бэрд, Антарктида	0,01 1,29*	0,1			+	—	—	—	—	—	—	—

* Marshall, 1962

ности, реки поставляют в осадки основную часть каолинита и монтмориллонита; монтмориллонит развеивается и по пирокластике.

Содержание ряда элементов аэрозолей из ледников Антарктиды удалось определить нейтронно-активационным методом (Picciotto, 1967). Для натрия в антарктических снегах была сделана поправка на морские соли (на основании данных по содержанию хлора), учтена только бессолевая часть натрия.

Ежегодное накопление льдов и снегов Антарктиды (скорость питания) в пересчете на вес составляет $2100—2180 \cdot 10^{18}$ *г*, или 2100—2180 *км*³ воды (Шумский, 1967; Giovinetto, 1964). В виде айсбергов откалывается $846 \cdot 10^{18}$ *г*, т. е. 940 *км*³ льда, в плавучий ледниковый покров переходит $1230 \cdot 10^{18}$ *г*, теряется при донном таянии $76 \cdot 10^{18}$ *г*, а за счет абляции верхней поверхности $15 \cdot 10^{18}$ *г*. Таким образом, из 2168 *км*³ воды, попадающей в виде снега на поверхность Антарктиды, разными путями поступает в океан в год (стекание, донное таяние) 2153 *км*³ и только 15 *км*³ (0,7%) теряется за счет абляции. Подсчеты сделаны на основании гипотезы о равновесном состоянии современных антарктических ледников.

Исключительно интересные и надежные данные по составу эолового и космического материала были получены из больших объемов льда (миллионы литров) ледника в Гренландии (Кемп Сенчури, 77°10′ с. ш., 61°08′ з. д., высота около 2 тыс. *м*). Среднее содержание минеральных частиц здесь составило 6×10^{-5} *г*/*л* (0,06 *мг*/*л*). Минеральный состав характеризуется кварцем, полевым шпатом, а из тяжелых минералов — магнетитом и гематитом. Среди глинистых минералов резко преобладают два — иллит (содержание 10^{-4} *г*/*л*) и монтмориллонит. Химический состав пылевого материала приведен в табл. 23. Очень интересны данные о растворенных формах элементов. Оказалось, что концентрация Ni в талой воде значительно выше, чем во взвеси, и отношение Ni/Co равно 17, что близко к метеоритам. Концентрация других растворенных ионов (в *ppm*): Al—37; Na—200; K—21; Ca—22; Mg—31; Fe—3,5; Ni—0,14; Co—0,0064; Mn—0,3; Cr — меньше 0,05; Ti — меньше 0,13. Отношение Ni/Fe и Ni/Co, как и в Антарктиде, здесь выше, чем в обычных породах земной поверхности. Аномалии в концентрации редких газов служат независимым индикатором для определения материала внеземного происхождения (отношения He^3/He^4, Ne^{21}/Ne^{22}, Ar^{38}/Ar^{36} и др.). Доказано, что аргон концентрируется в магнетите и что его изотопный состав свидетельствует о космогенной природе части магнетита (Fireman, 1968). Итак, главные особенности стратосферного аэрозоля на основе анализов материала из ледников Антарктиды и Гренландии ясны: по своему составу он является промежуточным между сред-

ним веществом Земли и космическим материалом. Это смешанное земное и внеземное вещество осаждается на поверхности океанов, в зонах глобальных выпадений аридных поясов, являясь постоянной примесью донных осадков. Приведенные цифры концентрации стратосферного аэрозоля и содержания минералов и химических элементов в нем, так же как и значения для тропосферных выпадений, являются минимальными. Связано это с тем, что многие ледники расположены в стороне от зон конвергенции воздушных масс (их положение см. на рис. 13, *Б*). В осевых частях зон конвергенции стратосферные выпадения, безусловно, значительнее. Для описанных выше ледников сколько-нибудь значительное влияние материала из приземных слоев воздуха исключается высотным положением ледников (на высоте 4 *км* и более).

В этом аспекте большой интерес представляют данные вертикального зондирования атмосферы до высот 20 *км*, полученные в Панаме, т. е. западнее о. Барбадос, где отмечены значительные выпадения тропосферного аэрозоля. По наблюдениям в Панаме в сентябре (период значительного выпадения аэрозоля на о. Барбадос), действительно, до высоты 3—4 *км* содержание аэрозоля было значительным (см. рис. 18, *Б*). Выше 4 *км*, т. е. на уровне выпадений на ледники, содержание аэрозоля резко падает (почти на 2 порядка), и только на высоте 15—23 *км* оно вновь возрастает (главным образом за счет сульфатов, составляющих 80—90% аэрозоля этих высот). Сопоставление концентраций аэрозоля близ Панамы с цифрами запыленности стратосферного воздуха гумидной (г. Миннеаполис, 45° с. ш.) и ледовой (г. Черчилл, 60° с.ш.) зон показывает, что содержание твердого вещества в стратосфере аридных зон в 5—10 раз выше, чем в других зонах: очевидно, здесь идет главное насыщение аэрозолями стратосферного резервуара планеты.

Таблица 23

Химический состав аэрозоля из ледников Антарктиды (Picciotto,[1] 1967; Lambert a. o., 1971) и Гренландии (Fireman, 1968), сток некоторых элементов в океан со льдами Антарктиды

Окислы и элементы	Антарктида		Гренландия*	
	концентрация в фирне, $n \cdot 10^{-9}$ г/г	ежегодный сток в океан, млн. т	концентрация в фирне, $n \cdot 10^{-9}$ г/г	концентрация, %
SiO_2	—	—	30,6	51
Al_2O_3	—	—	13,8	23
Fe_2O_3	—	—	8,4	14
CaO	11,2	24,1	1,2	2
MgO	9,94	21,4	2,4	4
Na_2O	—	—	1,2	2
K_2O	9,6	20,67	2,4	4
Ni	1,5	3,2	—	—
Cl	1,0	21,5	—	—
Sr^{90}	—	$32 \cdot 10^3$ кюри	—	—
CaO/MgO	1,13	—	0,5	—
Na_2O/K_2O	—	—	0,5	—
SiO_2/Al_2O_3	—	—	2,22	—
Fe_2O_3/Al_2O_3	—	—	0,609	—

* Средний химический состав аэрозоля над территорией США с высоты 20 *км*, который выпадает в Гренландии, следующий (в %): Al — 5,60; Si — 1,43; SO_4^- — 88,81; Cl — 0,13; K — 1,69; Ca — 1,31; Fe — 0,92 (Junge, Manson, 1961).

* * *

Приведенные выше данные показывают большие масштабы эолового переноса материала в определенных климатических зонах океанов. Этот процесс является ведущим для аридных зон, где поступают большие количества локального, тропосферного и стратосферного аэрозоля и где благоприятные условия для его захвата сочетаются с возможностями дальнего переноса. Так же как и в аридных зонах суши, в аридных зонах океанов в значительной мере из-за недостатка атмосферной влаги, препятствующей развитию эолового процесса, господствует эоловый перенос материала; роль флювиогенного материала, доминирующего в гумидных зонах, здесь отступает на второй план.

Условия терригенной седиментации в аридных зонах океанов, таким образом, резко отличаются от условий гумидных зон. Эти отличия не только в особенностях подготовки и транспортировки осадочного материала, они определяют также вещество осадка — его минеральный и химический состав, а также состав биогенного материала, частично захватываемого с суши.

Представление о незначительном вкладе эолового материала в океанскую седиментацию может возникнуть при сопоставлении цифр поставки материала реками — 18,53 млрд. *т* и поставки ветром — 1,6 млрд. *т* (Лисицын, 1974б). Однако, как было показано выше на основе детальных подсчетов абсолютных масс, главная часть этого флювиогенного материала осаждается у берегов (около 93% от общей массы) и только 7% проникает в пелагические области океана. Основная часть эолового материала тропосферного и глобального переноса не осаждается по периферии океанов, а, как было показано, проникает в их центральные части и даже пересекает их целиком. Если сопоставить вклад флювиогенного материала, поступающего в пелагические

области океанов (1,3 млрд. *т*), и вклад эолового материала дальнего разноса (1,6 млрд. *т*), то становится ясно, что роль эолового материала в пелагическом осадконакоплении явно недооценивалась. Если учесть, далее, что практически весь эоловый материал сосредоточен в узких аридных зонах океанов и что сюда почти не поступает флювиогенный материал с суши (бессточные аридные области водосбора), то ведущая роль этого процесса в аридных зонах, его четкая климатическая приуроченность обрисовываются еще четче.

Нередко говорят, что хотя перенос аэрозоля идет по воздуху, отложение этого материала происходит в водной среде и якобы при этом свойства осадка меняются. Это совершенно неверное представление, так как все основные черты осадочного материала формируются именно на аридной стадии, а во время нахождения в водной толще этот материал не меняет своих свойств, он как бы консервируется.

Итак, в аридных зонах специфический процесс подготовки осадочного материала сочетается с особым характером его транспортировки и отложения, в целом это приводит к образованию осадков с особыми свойствами, присущими только аридным зонам (гранулометрия, характер поверхности зерен, минеральный, химический, изотопный состав и др.). Все это и заставляет при объективном рассмотрении выделять особый тип седиментогенеза в океанах — аридный.

Нетрудно заметить, что сама возможность возникновения этого типа отложений, равно как и особенности подготовки и транспортировки его по воздуху, теснейшим образом связана с аридностью, сухостью воздуха, с постоянными и сильными ветрами, присущими этим зонам суши и океана, с особыми условиями циркуляции атмосферы (струйные течения, области конвергенции воздушных масс), а также особенностями состава (T, $S^0/_{00}$ и др. показатели) и циркуляции гидросферы, как в поверхностном слое, так и в глубинных водах (структура водных масс).

Нельзя ставить знак равенства между аридным седиментогенезом на континентах, который был описан Н. М. Страховым (1963), и океанским аридным типом, так же как нельзя полностью отождествлять все другие типы седиментогенеза на континенте и в океане. Но нельзя впадать и в другую крайность — упускать те черты сходства, которые приобретают большой генетический смысл и дают возможность выделять глобальные климатические зоны литогенеза с подразделением их на континентальные, морские и океанские.

Мне кажется неверным также и то, что предлагается считать этот тип океанского седиментогенеза (аридный) мелкой разновидностью океанского типа в целом. Ошибочность такого утверждения в том, что осадки аридной зоны океанов на 50—90% и более состоят исключительно из своеобразного эолового материала, он определяет их распространение и свойства, причем этого нет в соседних гумидных зонах. Это отнюдь не второстепенный фактор, как может показаться при поверхностном подходе. Это *определяющий фактор формирования осадков в аридных зонах, его доминирующая роль подчеркивается и названием типа литогенеза — аридный океанский.* Специфическая терригенная седиментация в этих зонах, как увидим ниже, дополняется неповторимой в других зонах биогенной седиментацией, а также своеобразными постседиментационными превращениями осадков, при которых, как показывают данные океанского бурения, особые черты аридных зон сохраняются во времени.

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РОЛИ АЙСБЕРГОВОГО И ЛЕДОВОГО МАТЕРИАЛА В ОКЕАНСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАСПРОСТРАНЕНИИ И КЛАССИФИКАЦИИ ЛЬДОВ, ЛЕДОСБОРНЫХ ПРОВИНЦИЙ И ОКЕАНСКОМ ОЛЕДЕНЕНИИ

Эродирующая и транспортирующая деятельность льдов намного выше, чем деятельность воды в жидком состоянии. Каждый кубический метр льдов в зависимости от плотности может поднять в воде от 100 до 300 *кг* осадочного материала и перенести его на расстояние в сотни и тысячи километров. Дальность переноса во многом зависит от температуры внутренних частей айсберга или ледового поля: для айсбергов Антарктики типичны температуры до —40, —60 °С, Гренландии около —30 °С, что вместе со значительными их объемами обеспечивает колоссальный отрицательный теплозапас и длительность существования, исчисляемую годами, а в отдельных случаях — десятилетиями. Осадочный материал, захваченный на суше или у берегов льдами, может быть

перенесен ими на огромное расстояние; по мере таяния льдов минеральный их материал поступает на дно.

Льды характерны не только для полярной, но и для умеренной зоны. Крайняя граница их распространения доходит до тропиков, в отдельных случаях айсберги проникают и в пределы аридных зон (отмечены айсберги близ устья Ла-Платы и у берегов Южной Африки), однако чаще всего встречаются в южном полушарии, к югу от 50 ° ю. ш. (рис. 28).

Зона распространения льдов в океанах занимает около 80 млн. *км*^{2} (а с областями современного оледенения суши 96 млн. *км*^{2}), т. е. около 1/4 площади дна Мирового океана.

В высоких широтах льды — единственный агент подготовки, транспортировки и отложения осадочного материала. Они существуют здесь круглый год, вода в жидком виде практически отсутствует, а потому процессы химического выветривания ослаблены. Это область господства механической дезинтеграции горных пород при срезании их с ложа ледника и при дальнейшем перемещении. Современные ледники Антарктиды и Гренландии практически весь осадочный материал сбрасывают в океаны. На равнинах Европы и Северной Америки часть материала древних ледников отложилась на суше, значительная часть рассеяна в океанах.

В холодных частях умеренной зоны развитие льдов связано с сезонными явлениями, области вечных льдов (оледенений) отсутствуют, кроме горных ледников, образование которых возможно на всех широтах и обусловлено вертикальной поясностью. В умеренной зоне механическая дезинтеграция дополняется химической, и ледовая седиментация накладывается здесь на гумидную.

Области распространения океанских льдов в настоящее время приблизительно в 5 раз больше областей материкового оледенения, и это соотношение, очевидно, сохранялось в четвертичное время.

Сейчас центр ледового седиментогенеза в южном полушарии — здесь сосредоточено до 92% всех ледников (по площади). В кайнозое центр оледенений был в северном полушарии, где было сосредоточено около 60% ледников. Следы этого древнего океанского оледенения северного полушария встречаются в осадках северных частей Тихого и Атлантического океанов, а также морей, но ранее они обычно неверно истолковывались как турбидиты. Четвертичное оледенение наложило отпечаток на осадкообразование во всех зонах в связи с изменением не только климата, но и уровня океана.

Имеется много классификаций льдов в океанах, но для геолога-осадочника наибольшее значение имеют глетчерные, морские и речные льды, встречающиеся в океанах, так как с ними связаны специфические типы осадков. Подготовка осадочного материала, его транспортировка и перенос идут по-разному, в соответствии с типом льдов.

▶

Р и с. 28. Современное и древнее оледенения океанов и петрография каменного материала в осадках

1 — области современного оледенения суши; *2* — области максимального оледенения в кайнозое; *3* — крайние границы современного распространения льдов и айсбергов в морях и океанах; *4* — то же, для кайнозойского оледенения (границы определены на основании изучения каменного материала в колонках, кернах океанского бурения и с подводных гор); *5* — главные пути (современные) движения льдов; *6* — то же, во время кайнозойских оледенений (на основе литологического анализа); *7* — области (современные) массового таяния льдов при встрече холодных и теплых течений (линейные области разгрузки); *8* — то же, для максимального оледенения; *9* — северная и южная границы, распространения фиордовых берегов (по Каплину, 1962); *10* — области оледенения шельфов; *11* — граница сезонного замерзания рек. Прочие обозначения для Тихого океана: *12* — главные пути миграции ледового материала; *13* — главные пути миграции айсбергового материала; *14* — то же, водорослевого материала; *15* — вероятные пути разноса пемзового материала; *16* — главные пути разноса пемзового материала и пористых лав; *17* — крайняя граница распространения льдов в северной части океана (Kent a. o., 1971).

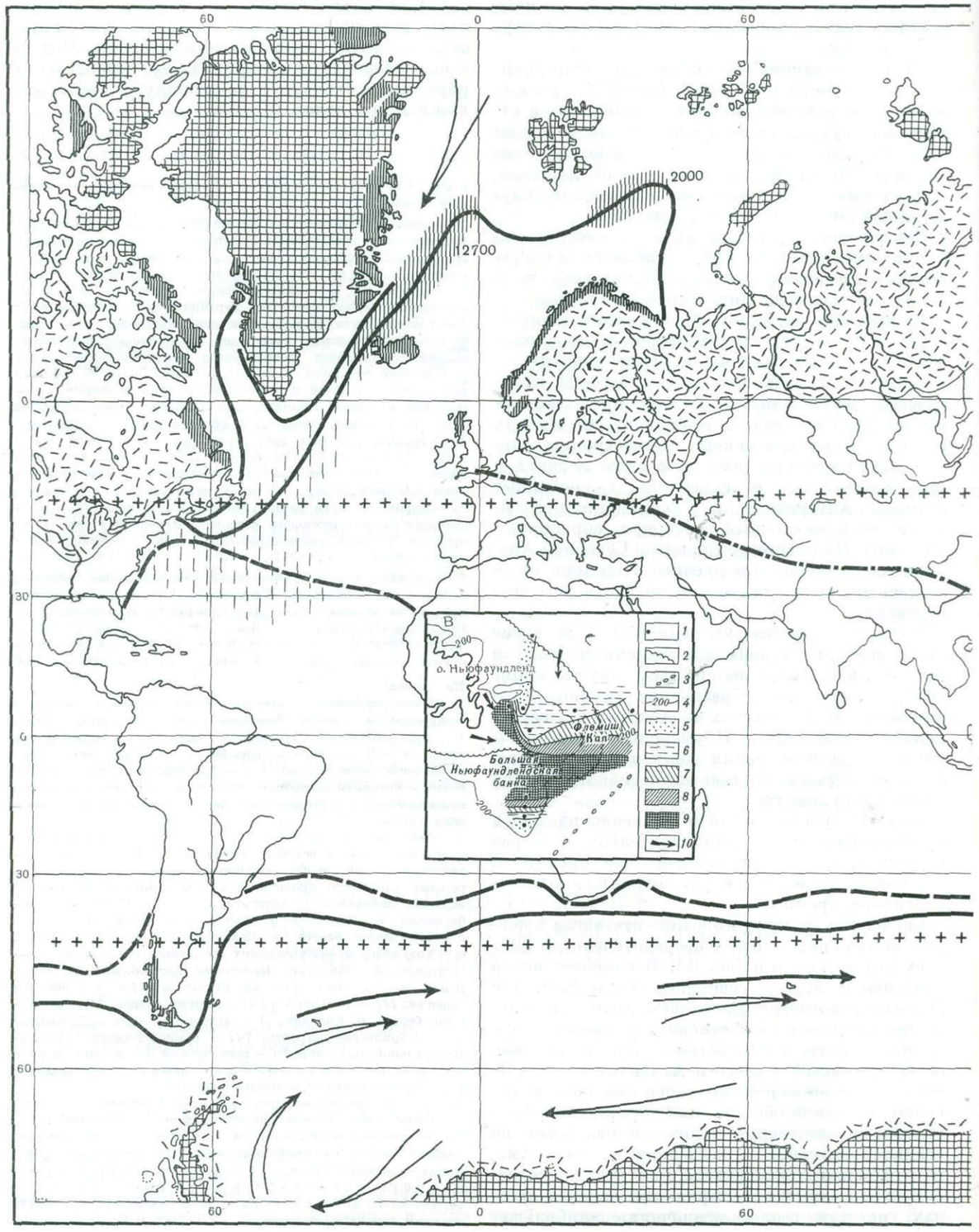
Петрографические провинции времени максимального оледенения в Тихом океане (Лисицын, Чернышева, 1970): *I* — северо-западной части океана: *Iа* — Алеутско-Беринговоморская, *Iб* — Курильско-Охотская, *Iв* — Японская; *II* — северо-восточной части океана; *III* — Калифорнийская; *IV* — центральной части океана. Цифры — ежегодный вынос льдов из Арктики в *км*^{3}.

На врезках:

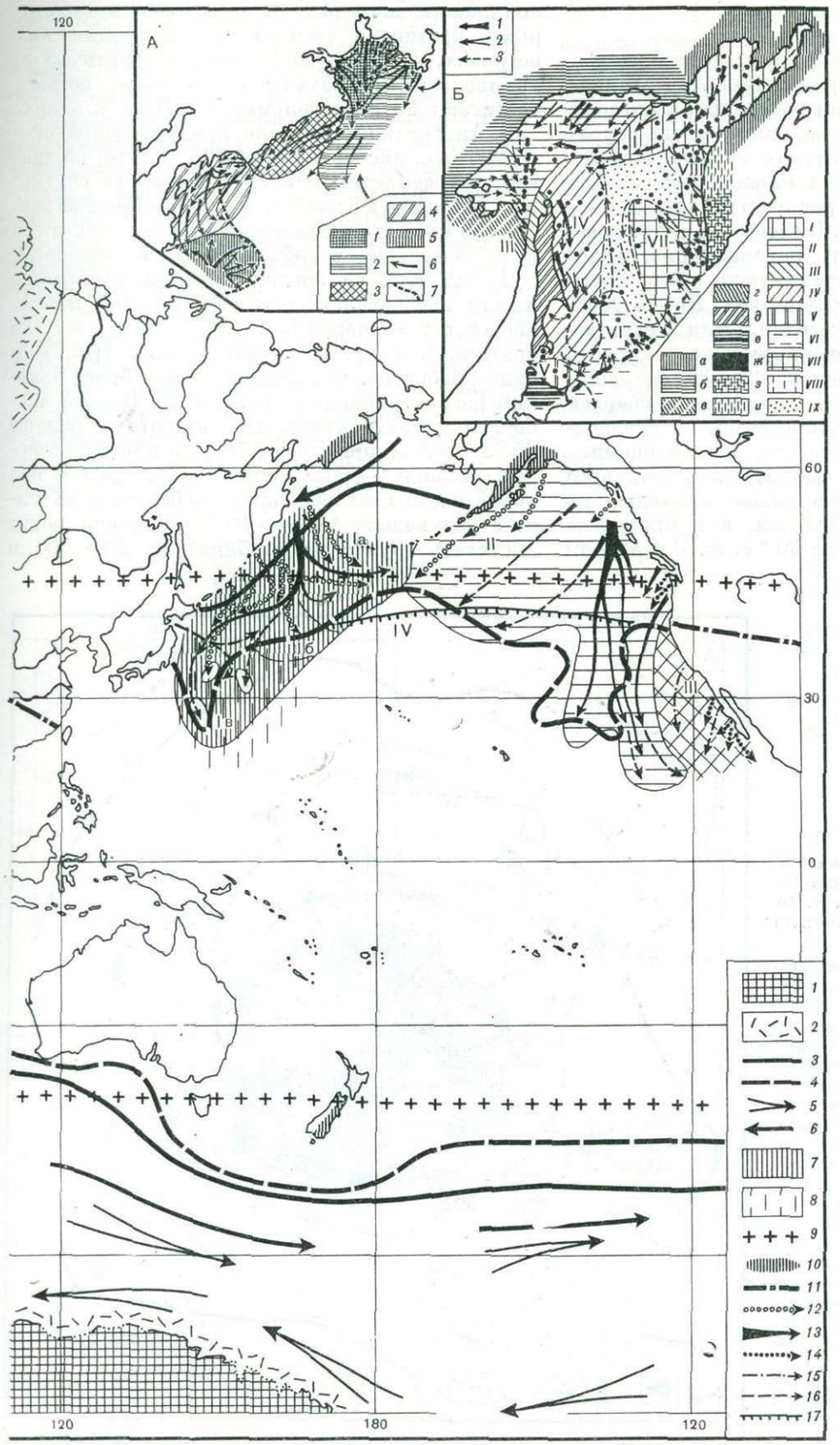
А. Петрографические провинции и пути миграции каменного материала в осадках Берингова моря (Лисицын, 1966): *1* — восточной части Анадырского залива; *2* — западной его части; *3* — Корякского побережья; *4* — Олюторского залива и северной части Камчатки; *5* — Командорских островов; *6* — векторы миграции каменного материала; *7* — пути поступления каменного материала (пемза, пористая лава) из вулканических очагов.

Б. Петрографические провинции и пути миграции каменного материала в осадках Охотского моря: 1 — точки — дночерпательные пробы, квадраты — пробы из тралов. Береговые питающие провинции: *а* — зал. Шелихова; *б* — северного побережья Охотского моря; *в* — Шантарского побережья; *г* — бассейна р. Амура и Сахалинского залива; *д* — восточного берега о. Сахалин; *е* — северного берега о. Хоккайдо; *ж* — Курильских островов; *з* — Южной; *и* — Центральной Камчатки. *Провинции грубообломочного материала на дне моря: I* — зал. Шелихова; *II* — северного побережья; *III* — р. Амура и Сахалинского залива; *IV* — восточного берега о. Сахалин; *V* — северного берега о. Хоккайдо; *VI* — Курильских островов; *VII* — Южной Камчатки; *VIII* — Центральной Камчатки; *IX* — центральной части моря. Пути миграции каменного материала: *1* — главные; *2* — второстепенные; *3* — предполагаемые.

В. Грубообломочный материал в районе Ньюфаундленда, северная часть Атлантического океана (Геворкьян, Качанов, 1975): *1* — геологические станции; *2* — границы распространения плавучих льдов; *3* — крайняя граница распространения айсбергов; *4* — изобаты 200 м. Содержание грубообломочного материала в %: *5* — менее 1; *6* — от 1 до 10; *7* — от 10 до 30; *8* — от 30 до 50; *9* — более 50; *10* — пути переноса каменного материала


60
0
60
2000
2700
0
30
60
В
200
о. Ньюфаундленд
Флемиш Кап
Большая Ньюфаундлендская банка
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
60
0
60

112


120
А
Б
1
2
3
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
Ia
Iб
Iв
60
30
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
120
180
120

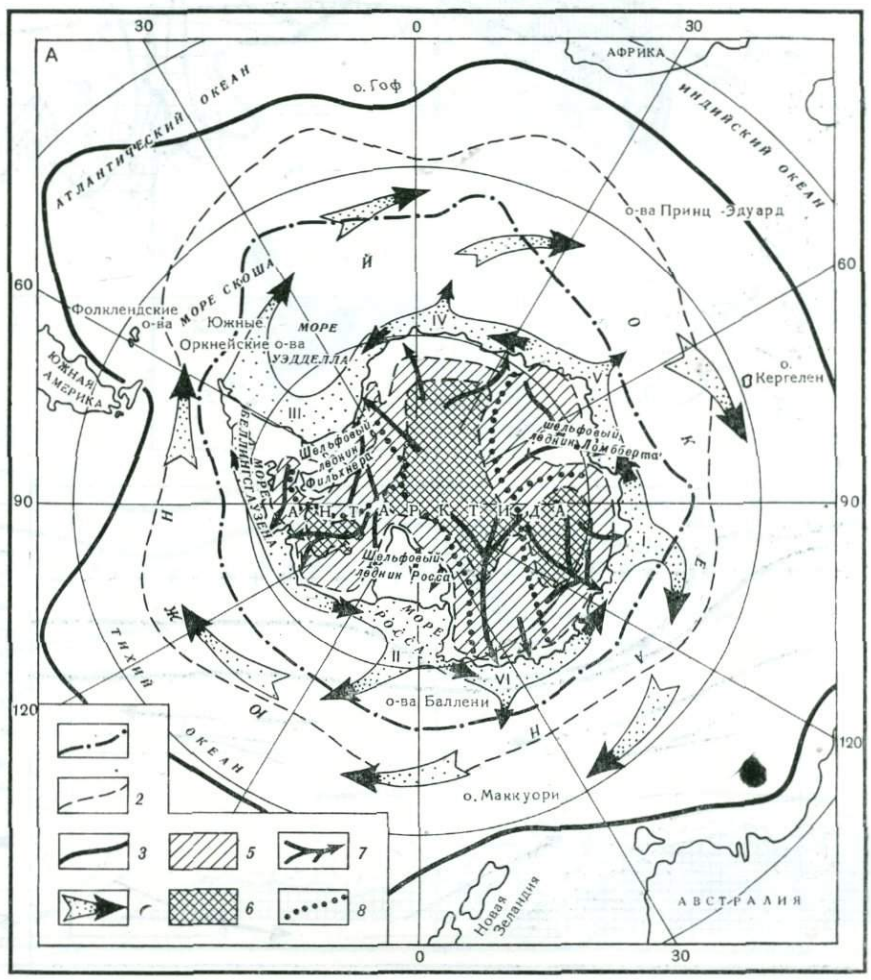
113

Основным поставщиком глетчерных льдов (ледяных гор-айсбергов) является Антарктида, площадь континентального оледенения которой в 7 раз больше, чем суммарная площадь современного оледенения северного полушария. Соответственно соотносятся и площади океанского оледенения — области распространения айсбергов и морских льдов. В северном полушарии айсберги распространены неравномерно, приблизительно 90% их сосредоточено около Гренландии, которая продуцирует 10—15 тыс. крупных айсбергов ежегодно. Для ледников Гренландии типична очень высокая скорость перемещений, достигающая 20—30 *м/сутки*, что приводит к малым размерам айсбергов сравнительно с антарктическими, а следовательно, к меньшей дальности их миграции.

По многочисленным наблюдениям Ледового патруля, айсберги Гренландии проходят на юг расстояние 2500—3000 *км*, а в отдельные годы до 5000 *км*, достигая 30 ° с. ш. В северном полушарии айсберги поставляются и некоторыми крупными глетчерами на арктических островах, особенно на Канадском Арктическом архипелаге. Образующиеся ледяные острова достигают 20 *км* в ширину и 30 *км* в длину.

В Антарктиде ежегодно продуцируется около 220 тыс. айсбергов (17 928 $км^3$), что, по данным аэрофотосъемок и наблюдений со спутников, примерно в 5 раз больше, чем в Гренландии.

Если принять ледниковый сток с Антарктиды в 1378 $км^3/год$ и объем льда в айсбергах в 17 289 $км^3$, то средняя продолжительность жизни айсбергов составит 13 лет (но мелкие айсберги тают через 1—2 года). Это в 5—7 раз больше, чем время существования гренландских айсбергов, чем объясняется и более дальний разнос осадочного материала. Высота айсбергов в антарктических широтах (южнее 65 ° ю. ш.) не превышает 70 *м*, а в более северных районах — 60 *м*. Отношения скрытой под водой части столообразных айсбергов к их высоте над водой 1 : 6 — 1 : 7, т. е. они могут достигать грунта на глубинах до 200—500 *м*



Р и с. 29. Современное оледенение Антарктиды (по материалам Атласа Антарктики и Морского атласа, т. II) и распределение каменного материала в океанских осадках

А — динамика ледового покрова океана: *1* — граница сплоченности айсбергов в 2—3 балла; *2* — максимальное распространение айсбергов в навигационный период (1947—1962 гг.); *3* — крайняя граница распространения айсбергов с XVIII в.; *4* — главные пути движения айсбергов и участки (римские цифры) их выноса: *I* — район ледника Шеклтона, *II* — море Росса, *III* — море Уэдделла, *IV* — Земля Королевы Мод; *V*—Земля Эндерби; *VI*—о-ва Баллени. Динамика ледового покрова континента: *5* — области ледового покрова мощностью 0—3 тыс. *м*, максимум экзарации ложа; *6* — то же, мощностью 3—4,5 тыс. *м*, минимум экзарации ложа (центры оледенения); *7* — главные направления движения льдов; *8* — главные ледоразделы и границы ледосборных бассейнов.

Б — содержание каменного материала в донных осадках в $кг/м^3$: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 100; *4* — более 100

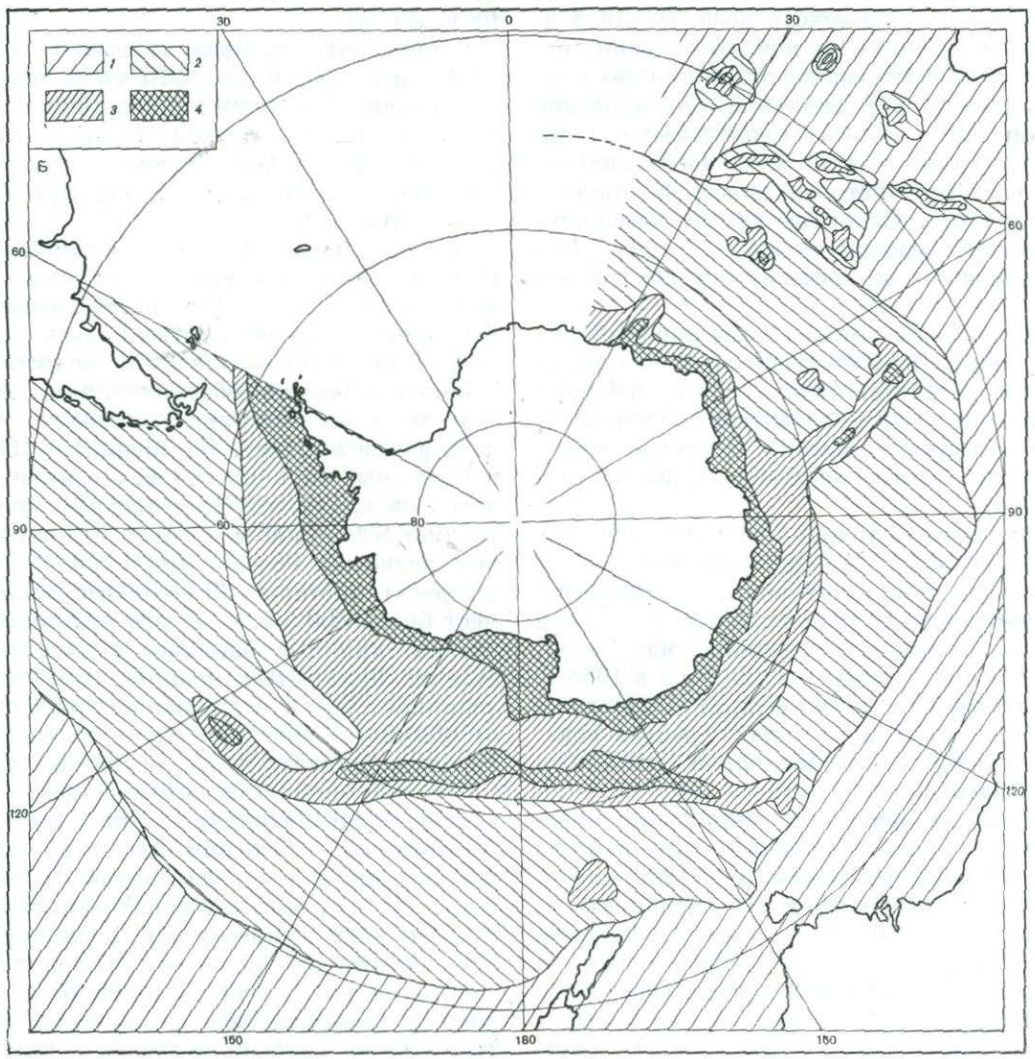
Романов, 1973). При обычной в Антарктике температуре воды от —1,43 до —1,93 °С скорость таяния блоков льда, отсеченных от айсбергов, составляет 0,3—0,9 *см/сутки* (2,2 *м/год*), или в абсолютных массах 0,3—1,0 *г/см²/сутки*. Глубинная часть айсбергов тает быстрее из-за повышения давления или из-за повышения температуры с глубиной (Козловский, 1969).

Общая длина ледового побережья Антарктиды 30 030 *км*. Здесь расположено 117 выводных и 73 шельфовых ледника. Айсберги в Антарктиде встречаются в наибольших количествах: в полосе около 550—600 *км* от материка (рис. 29, *А*), где в пределах видимости с судна они наблюдаются непрерывно; у берега сплоченность айсбергов равна 6—7 баллов.

Общая площадь распространения айсбергов 34 млн. *км²*, причем их сплоченность и поставка неравномерны: в Восточной Антарктиде объем льда в айсбергах в 3,2 раза больше, чем в Западной. Особенно много айсбергов в полосе шириной 100—200 *км* близ ледников Шеклтона — Берега Отса, где в 50 тыс. айсбергов сосредоточено около 12 тыс. *км³* льда. Здесь отмечен максимальный для Мирового океана сброс материковых льдов в океан (Берег Банзарэ, Берег Сабрина, Берег Бадда) (Атлас Антарктики, 1969).

Изучение фотографий со спутников позволило выявить три главных участка выноса айсбергов — близ ледника Шеклтона, в морях Росса и Уэдделла, а также три второстепенных — Земля Королевы Мод, Земля Эндерби, район островов Баллени (Атлас Антарктики, 1969).

Сток ледников с суши идет не равномерно, а в соответствии с ледосборными бассейнами, которые напоминают ледовые реки, где скорость растекания достигает 1000—1500 *м/год* (ледники Денман — до 800—1500, Скотта — 100—1300, Обручева — 300—500; Атлас Антарктики, 1966). Таким образом, может быть проведена известная аналогия между водосбор-



ными и ледосборными бассейнами. Твердый сток ледовых рек зависит от силы трения ледника о ложе, от петрографии пород, скорости скольжения (Шумский, 1967).

Морские льды движутся под действием ветров, а айсберги, основная часть которых находится под водой,— под действием течений, нередко против движения льда. Средняя скорость их движения составляет у берегов Антарктиды 0,2—1,5 *км/ч*, а в области течения Восточных ветров — 3—5 *км/ч*.

По данным С. А. Евтеева (1964), мощность мореносодержащей толщи ледников Антарктического щита достигает 50—100 *м* при заполнении около 1,6%. При таянии этот слой дает около 0,7 *м* моренного материала, состав которого изучался как в моренах на суше, так и в перевернутых айсбергах (Вялов, Климов, 1957; Воронов, 1961, 1963; Куликов, 1962; Бардин, Равич, 1968; Бардин, Суетова, 1972, и др.).

Интересен вывод А. С. Асеева (1974) о том, что характер экзарационного воздействия ледника на ложе меняется по концентрически сменяющимся гляциодинамическим зонам: от слабой экзарации до максимальной, совпадающей со склоном щита, в центре оледенения и до зоны аккумуляции — в нижней части склона, что выявлено при петрографическом анализе валунов на суше. Основной захват каменного и более мелкого материала идет поэтому главным образом из зоны, соответствующей склону щита.

Давление, которое оказывают на породы ложа ледники, зависит от их мощности: в Антарктиде мощность достигает 4335 *м*, с уменьшением к краевой части до 300—400 *м*, что соответствует мощности ледников древнего Европейского и Северо-Американского ледниковых щитов (3—4 тыс. *м*).

Бурением ледовой толщи Антарктиды вплоть до ложа было доказано существование в основании ледника слоя талой воды, находящейся под гидростатическим давлением и способной к эрозии и переносу осадочного материала. В частности, при бурении на ст. Бэрд в 1968 г. после прохождения 2146 *м* льда близ ложа ледника была достигнута талая пресная вода. Безусловно, слой воды возникал и близ ложа древних ледников.

При изучении моренных отложений древних ледников было установлено, что измельчение и механическая дезинтеграция моренного материала возрастают с удалением от центра оледенения. Так, моренные отложения Южной Швеции содержат 30—38% гравия и гальки размером более 2 *мм* (остальное — песок, алеврит, пелит), Дании — 4—8%, Прибалтийской низменности — всего 4,5% (Асеев, 1974). Практически во всех случаях в составе морен преобладает не валунный, а тонкий материал.

При разгрузке ледового материала на дне океанов в области шельфа, где ледники движутся по поверхности дна не всплывая, могут образовываться характерные подводные морены, сходные с наземными. При дальнейшем движении часть ледника отрывается от поверхности дна, всплывает и рассеивается в виде айсбергов.

Для суждения о параметрах ледовой поставки осадочного материала необходимо иметь в виду численные выражения скорости ледниковой эрозии: для Антарктиды она составляет около 0,05 *мм/год*, для древнего оледенения Русской платформы — 0,03, для Северной Америки— 0,04, для скандинавского ледника —0,05 *мм/год*.

Отсюда вес ежегодно сносимого с Антарктиды в океан осадочного материала — около 1050 млн. *т*, и он распределяется приблизительно в равных долях между Атлантическим, Тихим и Индийским океанами (около 350 млн. *т* на каждый).

Современные ледники занимают 1/10 площади суши и дают около 1/15 части терригенного материала. Во время максимального оледенения площадь ледников в 3 раза превышала современную, а доля ледового осадочного материала, вероятно, достигала 1/4 — 1/5 от флювиогенного.

Кардинальным для седиментогенеза является то, что осадочный материал ледников поставляется там, где поступление другого материала исключено, т. е. здесь это единственный источник осадочного вещества.

Замечательными образованиями по периферии ледового материка Антарктиды являются шельфовые ледники. Их мощность 100—200 *м*, в отдельных случаях 500 *м*. Ледники эти находятся на плаву: глубина океана под ними составляет 800—1000 *м* и более. Ширина шельфовых ледников Росса и Фильхнера (по нормали к берегу) достигает 600—700 *км*, а длина в ряде мест более 800 *км*, т. е. это огромные участки океана, крупные бассейны седиментации, постоянно прикрытые мощной плавучей толщей ледников. Здесь осадконакопление отличается от обычного: идет при очень низких температурах, в полной темноте, без воздействия волн, с поступлением пресных подледных вод. Общая площадь находящихся на плаву ледников Антарктиды — 1,46 млн. *км*^{2}, т. е. поверхность дна под ними в 4 раза больше Черного моря (около 11% от всей ледовой Антарктиды и около 9% от всех современных ледников Земли). Это области крайне резкого проявления ледового седиментогенеза, никакой другой осадочный материал сюда не проникает, что подтверждается изучением взвеси и осадков.

Чаще всего шельфовые ледники встречаются в наиболее суровых южных частях побережья, а также в заливах со значительным стоком льдов с материка. На долю шельфовых ледников первого типа приходится около 4/5 их площади.

Поскольку шельфовые ледники находятся на плаву, изменения уровня океана приводят к изгибанию и разрушению внешних их частей. Ветровые и приливные волны имеют небольшое значение, так же, как цунами (преобладание дивергенции волновых лучей для большей части берегов Антарктиды). Главную роль играют барические волны, сила воздействия которых зависит от глубины циклона, скорости и траектории движения. Анализ синоптических карт позволил выделить несколько районов наиболее интенсивного обламывания льда (Саватюгин, 1974). При отламывании шельфовых ледников образуются самые крупные столообразные айсберги площадью в десятки и сотни квадратных километров, т. е. дрейфующие ледовые острова, переносящие осадочный материал. Они существуют многие годы и проходят огромные расстояния со значительной скоростью. Так, например, по наблюдениям с ИСЗ, айсберг площадью около 600 *км*^{2} прошел с 8 января по 1 апреля 1970 г. расстояние около 600 *км* со средней скоростью 8 *км/ч* в соответствии с течениями.

Таким образом, существуют два типа поставки айсбергов: 1) выводными ледниками (ледовые реки), 2) шельфовыми ледниками (ледовые плиты, столообразные айсберги).

Граница распространения антарктических айсбергов меняется по сезонам, дальше всего к экватору они продвигаются в ноябре-декабре, т. е. в конце зимы — начале весны южного полушария. Ледовая экспозиция быстро растет за пределами антарктической конвергенции по мере приближения к берегам материка. Наибольшее количество ледового материала разгружается близ берегов Антарктиды, максимальное его проникновение в сторону экватора соответствует крайней границе распространения айсбергов по многолетним наблюдениям, т. е. они достигают южных оконечностей материков, а иногда проникают и значительно далее на север. Для понимания литологии айсберговых отложений нужно познакомиться с особенностями заключенного в айсбергах (криогенного) осадочного материала, а также с моренными отложениями суши.

Синтез данных по литологии моренного материала на суше (в питающей провинции) приводит к следующим выводам.

1. Вопреки распространенным представлениям моренные отложения отсортированы, но значительно хуже, чем флювиальные. Для гранулометрии морен типично постоянное присутствие песчаных, а также гравийно-галечных частиц наряду с более тонким материалом. Самой распространенной их фракцией является не грубообломочная, а алевритовая, составляющая 25—50% осадка.

2. Отмечено, что при образовании морен за счет разрушения кристаллических пород появляется более грубый (щебнисто-песчанистый) материал, тонкозернистые морены возникают при разрушении осадочных отложений. Содержание гравийно-галечного и более грубого материала в моренах разного типа меняется от 10 до 50%, составляя чаще всего 10—30%. Постоянно присутствует и пелитовый материал (фракция $< 0{,}01$ *мм*) в количестве от 10 до 30%, при этом содержание субколлоидной фракции ($< 0{,}001$ *мм*) составляет от 1 до 15% (Рухина, 1960).

Для моренного материала характерен широкий гранулометрический спектр, проявление сортировки выражается в том, что не встречаются морены с любым соотношением частиц. Гранулометрический состав зависит не только от петрографии пород ледосбора, но и от дальности транспортировки, во время которой происходит истирание обломков.

3. Минералогия и петрография морен зависят от петрографии пород ледосбора, устойчивости пород и слагающих их минералов, а на суше — и от вторичных изменений после таяния льда и выветривания минералов в морене. Наиболее распространенные глинистые минералы морен — гидрослюды и хлорит.

4. При транспортировке моренного материала выявлен вынос щелочей и рост содержания кремнезема, что указывает на начальные стадии химического выветривания.

Из данных по гляциологии и океанографии также следует несколько выводов, существенных для понимания современного осадкообразования.

1. Айсберги являются наиболее дальними из агентов транспортировки по поверхности воды и в водной толще. Продолжительность их жизни в северном полушарии достигает 2—3 лет, в южном — более 10 лет. Общее расстояние, которое проходят айсберги, достигает 2—3 тыс. *км*, а в ряде случаев и более 5 тыс. *км*, т. е. сопоставимо с дальностью эолового переноса и даже превосходит его.

2. Айсберги захватывают груз осадка на суше и лишь при посадке на мель пополняются донным осадочным материалом. Это моренный материал: разнообразные обломки от тончайшей ледниковой муки до глыб весом в десятки тонн. Захват каменного материала на суше идет из ледосборных бассейнов, разделенных ледоразделами, при этом основная корразия

ложа происходит не в области максимальной мощности ледника, а по его периферии, в зоне склона купола.

3. По мере переноса на суше происходит дальнейшее измельчение материала, сорванного с ложа ледником, в нем преобладают алевритовые, песчаные и пелитовые фракции.

4. Продукты механической дезинтеграции почти не имеют следов химического выветривания, состоят из свежих зерен; при дроблении осадочных пород в айсберговых отложениях часто присутствуют не только обломки, но и характерные для многих осадочных пород остатки древней флоры и фауны (Лисицын, 1961б).

5. Морские айсберговые осадки являются продолжением области континентального ледового литогенеза на суше; переходным типом отложений служат «закрытые» айсберговые осадки под ледовыми шельфами, площадь последних только у берегов Антарктиды в 3 раза больше, чем площадь Франции. Площадь айсберговых осадков вместе с площадью континентального оледенения, т. е. общая площадь современного континентального и океанского ледового седиментогенеза, приблизительно равняется всей поверхности современной суши, т. е. ледовый седиментогенез — это процесс глобальных масштабов!

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Морские льды в отличие от глетчерных возникают не на суше, а в море при замерзании соленой воды, но с течением времени становятся пресными; отличаются зеленоватой или белесой окраской. Среди них выделяют припай, однолетний лед и многолетний (паковый).

Припай — это ледяной бордюр, образующийся при осеннем замерзании морей, достигает ширины от нескольких десятков метров до сотен километров. В отличие от озер моря и океаны не покрываются неподвижным ледовым панцирем: за пределами припая располагаются дрейфующие льды, возникающие как за счет отрыва припая, так и при замерзании на поверхности воды. Наибольшего развития припай достигает у берегов Сибири, в отдельных местах его ширина здесь до 500 *км*.

В прибрежной зоне происходит примерзание льда ко дну с захватом осадочного материала. Осенью и зимой, во время штормов и во время весеннего вскрытия происходит отрыв припая и вынос его с дрейфующими льдами в открытое море. Часть льдов, попадая в условия плюсовых температур, тает, другая часть, попадающая в холодные воды (Арктика), не успевает растаять и превращается в многолетний (паковый) лед, который постоянно движется под действием ветров и течений.

Общая площадь морских льдов в Арктике зимой — 11 млн. $км^2$, летом — около 8 млн. $км^2$; на долю паковых льдов приходится около 70%, однолетних — около 10% и припайных льдов — 20%.

Многолетние льды встречаются только в самых холодных частях ледовых зон, а в южном полушарии — вместе с айсбергами. В холодной части умеренной зоны (Берингово, Охотское, Японское, Белое, Баренцево моря, шельфовые моря Сибири, а также северная часть Атлантики) преобладают однолетние льды.

Для осадконакопления наибольшее значение имеют льды, находившиеся в контакте с осадочными отложениями на берегах или на мелководьях и заполненные осадочным материалом. Наряду с припаем большое значение может иметь и донный лед, образующийся при переохлаждении воды на дне на глубинах до 30—50 *м*.

Захват донного и берегового материала льдами идет в интервале глубин от +1 до —30, —50 *м*, т. е. морские льды захватывают в основном прибрежный осадочный материал (донный и взвешенный). Дальность переноса зависит от обстановки: наибольшие расстояния — многие тысячи километров — льды преодолевают в Арктическом бассейне; дальность переноса прямо пропорциональна ледовой экспозиции (Лисицын, 1961а).

Гранулометрический состав и окатанность определяются материалом, встречающимся в береговой зоне. Чаще всего это гравийно-галечный материал, а также пески и алевриты. Захват пелитового материала незначителен (в основном взвесь); флора и фауна переносятся редко. Получены первые прямые определения состава осадочного материала, заключенного в морских льдах. В 10 пробах минерального вещества, полученного из дрейфующих льдов в Беринговом море, содержание песчаной фракции колебалось в пределах 1—8%, алевритовой — 35—40 и пелитовой — 12—60%, т. е., как и в моренах, преобладал алевритовый материал (Sharma, 1974). Этот лед содержал в основном прибрежную взвесь, вмерзшую в лед. Захват взвешенного материала наряду с захватом прибрежных донных осадков — это один из путей дальнего переноса грубого осадочного материала с шельфов в пелагические части водоемов в ледовых и холодных частях гумидных зон.

РЕЧНЫЕ ЛЬДЫ

Речные льды возникают при сезонном замерзании рек, при весеннем вскрытии они частью тают в реке, частью выносятся в океан. Встречаются только в северном полушарии,

так как в Антарктиде рек нет, а в умеренной зоне южного полушария суша вообще отсутствует.

Содержат очень большое количество речной взвеси, донных осадков, гуминовых веществ и отличаются от морских льдов буроватой окраской. На поверхности и особенно в нижних частях льдин обычно встречается значительное количество речного ила, песка и гравия. Наибольшее распространение этот вид льдов имеет в Северном Ледовитом океане, куда ежегодно сбрасывается огромное количество их из рек Сибири и Северной Америки.

Льды переносят осадочный материал, подготовленный в корах выветривания и принесенный в русла текущими водами.

Наибольший захват осадочного материала возникает в реках, текущих с юга на север. Вскрытие таких рек идет под действием не теплового, а механического фактора — давления воды, поступающей из верховий, которая взламывает льды, отрывая их вместе с вмерзшим осадочным материалом от берегов и мелководий. Важное значение имеет захват осадков и при образовании донных речных льдов при переохлаждении воды (Лисицын, 1961а).

Речные льды, попадая в Северный Ледовитый океан, обычно быстро тают, и лишь незначительная их часть, нередко вместе с плавником, проникает в центральные части Арктики. Дальность транспортировки материала с этим видом льдов обычно не превышает сотен километров, но в случае проникновения в Центральную Арктику составляет многие тысячи километров.

Гранулометрия характеризуется преобладанием мелких фракций — ила и алеврита, реже песка и окатанного каменного материала.

Минералогия и петрография льдов определяются минералогией и петрографией водосбора реки, окатанность галек — типичная для аллювиальных отложений. Характерен комплекс пресноводной флоры и фауны (остатки стволов и ветвей деревьев, травы, мхов и лишайников, куски торфа и дерна).

В тех частях Мирового океана, где льды имеют главное значение в поставке осадочного материала, т. е. в зонах океанского ледового седиментогенеза, удается выделить по крайней мере три подтипа, отличающиеся не только подготовкой и транспортировкой осадочного материала, но и составом и свойствами отлагающихся на дне осадков. Это морские айсберговые, морские ледовые и подводные морены. При более детальном исследовании в дальнейшем, безусловно, будет проведено и более подробное их расчленение, в частности будут изучены «закрытые» отложения под шельфовыми ледниками.

ТИПЫ КРИОГЕННОГО ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

АЙСБЕРГОВЫЙ (ГЛЕТЧЕРНЫЙ) ТИП

В соответствии с приемами исследования айсберговый материал, имеющий очень широкий гранулометрический спектр, удобно рассмотреть по важнейшим фракциям — грубообломочной, песчано-алевритовой и пелитовой.

Грубообломочный материал

Поставка грубого материала в пелагические отложения ледовых зон — один из самых ярких признаков ледовых отложений. Частично этот материал проникает и в отложения холодных частей гумидных зон. Как было показано, грубообломочный материал не является главной фракцией моренного материала ледников и айсбергов. На основании нескольких тысяч анализов морен Русской платформы удалось установить, что среднее содержание частиц крупнее 2 *мм* составляет в них 8,1%, в то время как содержание пелитового материала обычно 30—40% (Верейский, 1972), т. е. грубообломочный материал в среднем составляет около 1/10 всего ледового материала!

Для характеристики количественного содержания каменных обломков (>1 *мм*) в донных осадках мной предложено понятие концентрации грубообломочного материала — содержание его в 1 $м^3$ донного осадка в пределах слоя 0—15 *см*, обычно захватываемого дночерпателем. Детали методики описаны ранее (Лисицын, 1951а; Лисицын, Канаев, 1956).

Айсберговые осадки, состоящие почти исключительно из осадочного материала, перенесенного айсбергами, в том числе и из грубообломочного, распространены вокруг Антарктиды сплошным поясом шириной от 300 до 1000—1200 *км* (Лисицын, 1961а). Именно в этой зоне идет разгрузка их основной части от моренного материала. Много айсбергов проникает и далее к северу, хотя содержание каменного материала в них ниже. Концентрация каменного материала в осадках Антарктики растет по направлению к берегам, т. е. к источнику этого материала. Северная граница области концентраций 10—100 *кг*/$м^3$ уходит от берега максимально на 1000 *км* (см. рис. 29, *Б*). Положение изолинии 1 *кг*/$м^3$ соответствует средней границе распространения айсбергов. Из карты видно также, что дальность разноса каменного материала айсбергами достигает по прямой 1000—1200 *км*, в то время как для однолетних льдов разнос лишь редко достигает 500 *км*, чаще — несколько сотен километров.

Концентрация 100 *кг*/$м^3$ на основе графика пересчета, предложенного автором (Лисицын,

1956), соответствует содержанию грубообломочного материала в осадке 8%, т. е. отвечает составу моренного материала, не измененному сортировкой (Верейский, 1972). Концентрация каменного материала в осадках вокруг Антарктиды нередко достигает 500 *кг/м*³ (38%), а на подводных поднятиях и выступах шельфа — 1000 *кг/м*³ (68%). Эти изменения концентрации связаны как с ледовой экспозицией, так и с процессами сортировки осадочного материала. Сам механизм переноса осадков льдами предопределяет то, что грубый материал может поступать в любые пелагические осадки ледовой зоны независимо от расстояния от берега. Поступление флювиогенного материала идет от берега, где в активной зоне происходит сортировка. Для айсбергового (и ледового) материала сортировка сводится к удалению самых тонких фракций на поднятиях, но все грубые фракции при этом сохраняются на месте, о чем говорят почти постоянные их соотношения на огромных площадях дна, что характерно для ледовых зон. Отличие гранулометрии океанских айсберговых отложений от континентальных моренных и состоит в такой односторонней сортировке (захват только тонкой части гранулометрического спектра с сохранением крупных его частей). В конечном счете это приводит к тому, что сортировка айсберговых отложений всегда очень низкая. Медианный диаметр каменного материала айсбергового разноса (>1 *мм*) оказался равным 43 *мм* с наиболее распространенным интервалом 25—30 *мм*, т. е. в среднем вдвое крупнее, чем пляжевый материал, перенесенный льдами (анализ велся отдельно для гравийно-галечного материала). Широкий гранулометрический спектр грубообломочной части айсбергового материала приводит к снижению его сортировки, чаще всего S_0 находится в пределах 2—4, но в 40% случаев он ниже 3 и достигает 40. Многие детали читатель может найти в специальных работах (Лисицын, 1961а, г, 1966а; Лисицын, Чернышева, 1970).

Окатанность определялась по пятибалльной шкале для большого количества каменного материала (более 30 тыс. обломков). Окатанность айсбергового материала очень низкая, поскольку в отличие от ледового он не подвергался предварительной обработке в реках и в береговой зоне. Находка каменных обломков со следами окатанности в области ледового седиментогенеза Антарктики — явление исключительное. Резко преобладает остроугольный каменный материал — дресва, щебень, валуны. В среднем для Индийского сектора Южного океана окатанность грубообломочного материала колеблется от 2,0 до 2,1, а местами от 1 до 2 (Лисицын, 1961б, 1969).

Характер поверхности. Если для материала ледового разноса типична полированная и гладкая поверхность, то для айсбергового — шероховатая, напоминающая поверхность свежего излома породы. Обломки с исштрихованной поверхностью, которые якобы типичны для морен, в действительности встречаются крайне редко.

Петрографический состав и провинции айсбергового материала. Наиболее полно петрографический состав каменного материала айсбергового разноса изучен в Южном океане. Здесь этот процесс идет в чистом виде, без засорения ледовым материалом. Автором кроме макропетрографического анализа щебнистой и валунной фракций для исследования впервые широко применен микроскопический метод изучения петрографического состава гравия в прозрачных шлифах.

Для комплекса пород Восточной Антарктиды в целом характерно широкое распространение разнообразных метаморфических древних (гнейсы, кристаллические сланцы и др.), а также кислых пород. Средние и основные глубинные породы встречаются сравнительно редко. Из эффузивов наиболее распространены базальты, их количество особенно возрастает при приближении к субантарктическим островам. Очень интересно обнаружение на дне обломков разнообразных осадочных пород, среди которых весьма обычны аргиллиты, песчаники с постепенными переходами в кварциты, алевролиты, конгломераты и изредка известняки, а также обломки каменного угля. Значительная часть этих пород не обнаружена в коренном залегании на суше (выходы коренных пород составляют в Антарктиде всего 0,2—0,3%, т. е. 30—40 тыс. *км*², вся остальная поверхность покрыта льдом). Каменный материал, собранный в Советских антарктических экспедициях в Индийском и Тихоокеанском секторах, включает более 500 проб, собранных дночерпателями, тралами и грунтовыми трубками. Для 120 станций проведен детальный анализ [1], включая определение концентрации, окатанности, характера поверхности, гранулометрии и петрографического состава.

Набор петрографических разновидностей гравийно-галечного материала оказался в Антарктике меньше, чем в дальневосточных мо-

[1] Петрографически было изучено более 18 тыс. обломков (А. П. Лисицын, З. А. Глаголева), а Э. Н. Жарикова, А. П. Брицко и И. М. Максимова проанализировали более 5 тыс. шлифов гравия и гальки, причем под микроскопом определено около 33 тыс. гравийных частиц. Вместе с данными по изучению минерального состава песчаной и алевритовой фракций это дает уникальный материал по айсберговому переносу

рях,— всего 66 разновидностей. Разнообразнее всего представлены метаморфические породы (15), а также интрузивные (12 разновидностей). Набор пород на одной станции обычно составляет от 10 до 30 разновидностей и только на отдельных станциях — до 36 разновидностей.

Установлено, что количество разновидностей (10—20) горных пород в Тихоокеанском секторе (район Земли Адели) намного ниже, чем в Индийском (рис. 30). Это связано с разнообразием питающих ледосборных провинций. В Северной Атлантике набор пород в айсберговых осадках достигает 40. На рис. 30 (вклейка, см. стр. 122—123) видно, что по мере удаления от материка разнообразие пород увеличивается, что обусловлено влиянием течения Восточных ветров, которым айсберги переносятся вдоль берегов материка с востока на запад. При этом происходит смешение материала с больших площадей. Наиболее четкий комплекс питающей провинции может быть выявлен в непосредственной близости к леднику.

Еще одна закономерность — границы областей с разным количеством разновидностей определенно совпадают с границами различных ледосборных бассейнов (Земля Адели с набором 10—20 пород, Земля Уилкса — 20—30 пород и Ледник Ламберта и Земля Королевы Мод — более 30 пород).

Из пород интрузивного комплекса наиболее распространены граниты: они встречены практически на всех изученных станциях (1—10% от общего количества обломков, максимально 15—20%). Наибольшие концентрации — близ Земли Уилкса, самые низкие — в ледосборной провинции Земли Адели.

Ареал распространения габбро пятнист, средние содержания — от 0,1 до 7%, т. е. значительно ниже, чем гранитов. Больше всего габбро у берегов питающей провинции Земли Уилкса, что соответствует и данным по геологии суши в этом районе. В наибольших количествах (до 14—15%) встречаются гранатовые и силлиманито-кордиеритовые гнейсы и сланцы, тяготеющие только к одной провинции Ламберта (концентрации от 5 до 15%). Слюдяные гнейсы в наибольших количествах встречены у берегов Земли Уилкса (от 5 до 17%), намного реже — у Земли Адели (чаще всего менее 1%).

Амфиболиты тяготеют только к двум западным провинциям (Земля Королевы Мод и Ледник Ламберта), в других местах встречаются в незначительных количествах.

Пироксеновые и двупироксеновые гнейсы установлены во всех провинциях, кроме айсберговой провинции Земли Адели, но в количестве более 10% они встречаются только в провинции Ламберта.

Непременными участниками всех комплексов являются также эффузивные породы (базальты, долериты, диабазы). В айсберговой провинции Земли Адели — это наиболее распространенная разновидность горных пород: на многих станциях они составляют более 50%, а местами — даже 70—90% комплекса, главным образом это базальты и диабазы.

Для провинции Земли Королевы Мод характерно широкое распространение долеритов (от 1 до 10%), к которым в небольших количествах (от 0,1 до 1,5%) примешаны диабазы. Для двух западных айсберговых провинций типично отсутствие базальтов (см. рис. 30*В*). Для провинции Земли Уилкса характерно присутствие одновременно диабазов (от 1 до 7%) и базальтов (в пределах 1—10%), близ ледника Шеклтона и в море Дейвиса к ним прибавляются в небольших количествах еще и долериты (менее 3%).

Большой интерес представляют породы осадочного комплекса: песчаники, алевролиты, карбонатные породы, эффузивно-осадочные и даже редкие обломки каменного угля. Наиболее распространены алевролиты, обычные их содержания от 1 до 20%, встречаются концентрации и более 20%, в частности в провинции Земли Королевы Мод.

Песчаники встречены в районе Земли Уилкса (до 20%) и в небольших количествах в районе Земли Адели. Слабометаморфизованные осадочные породы на суше в Восточной Антарктиде изучены пока только в южной части гор Принца Чарльза (серия Эймери, Содружества, Мэнзис — возраст от среднего протерозоя до позднего палеозоя). По составу и текстуре песчаники из донных отложений близки к песчаникам, описанным в этом районе Д. С. Соловьевым (1972). Более метаморфизованные песчаники выделяются в докембрии Восточной Антарктиды (Равич и др., 1965).

Краткий обзор этого громадного фактического материала позволяет прийти к выводу, что по количеству и составу грубообломочных отложений различные участки дна Антарктиды существенно различаются; различия эти имеют региональный характер. Удается выделить айсберговые провинции грубообломочного материала, обладающие не меньшей четкостью, чем провинции песчаного или алевролитового материала, хотя агентом транспортировки айсберговых провинций являются только льды. Состав этих провинций обусловлен составом ледосборных провинций, что отчетливо видно по совпадению границ ледосборов и разных петрографических комплексов. Так как каменный материал на дне — это куски коренных пород, скрытых под ледниковым покровом Антарктиды, ареалы рассеяния этого матери-

ала отвечают составу пород ледосборных бассейнов.

Крайние границы распространения каменного материала на подводных поднятиях, где идет естественное обогащение обломками, достигают южных оконечностей Африки, Австралии, Новой Зеландии. В ряде случаев каменный материал покрыт здесь довольно толстой Fe—Mn коркой, что свидетельствует о его древности и связи с временем максимального оледенения Антарктиды. Так, на ст. 247 на разрезе Антарктида—Африка по 20 ° з. д. было поднято значительное количество конкреций, ядра которых были сложены каменным материалом того же петрографического состава, что и современный (метаморфические и эффузивные породы), т. е. питающая провинция была той же, что и современная.

Во время тралений к западу от г. Кейптауна (Южная Африка) со дна на 7 станциях было поднято около 9 тыс. обломков горных пород *разных размеров — от гравия до валунов* весом 2,3 *т* (Needham, 1962). Пробы получены с глубин от 342 до 3300 *м*, т. е. с материкового склона юго-западной части Африки. Изучение их петрографии показало, что наиболее распространены (около 40%) гнейсы и метаморфические породы, около 20% приходится на аргиллиты и 20% — на кварциты. Небольшую роль (15%) играют граниты, гранодиориты и пегматиты. Данные по петрографическому составу, размеры валунов и их окатанность позволяют считать, что этот материал перенесен айсбергами из Антарктиды (скорее всего, из провинции Ледника Ламберта). Горные породы такого состава в Южной Африке не обнажаются.

В истории мореплавания известны отдельные случаи проникновения айсбергов в этот район. В 1828 г. был описан айсберг с высотой надводной части 76 *м* на 37 ° ю. ш., в январе 1850 г. айсберг обнаружен здесь на 35 ° ю. ш. Таким образом, в район исследования, расположенный на 33—35 ° ю. ш., т. е. на границе аридной зоны, в небольших количествах айсберги проникают и в настоящее время, однако максимальное их количество приходится на ледниковое время. О большой древности этих находок говорит то, что вместе с эрратическими валунами со дна подняты кости китов и дельфинов, а также зубы акул. Приуроченность этих находок *к материковому склону связана с малой скоростью* седиментации на нем, что предохранило валуны от захоронения тонкими осадками. Таким образом, эта находка подтверждает данные о положении границы распространения айсбергов и льдов во время кайнозойского оледенения, полученные нами при изучении подводных гор северных частей Атлантического и Тихого океанов, а также Южного океана.

Песчано-алевритовый материал

Выше указывалось, что в наземных моренах современного и древнего оледенений наиболее распространен не каменный, а песчано-алевритовый материал, составляющий от 50 до 70% от вещества морен. Изучение айсберговых осадков Южного океана полностью подтверждает этот вывод: здесь царство алевритового материала. Обломочные алевриты ледовой зоны седиментогенеза ближе к экватору сменяются диатомовыми алевритами, а затем алевритово-пелитовыми фораминиферовыми илами.

Зерна песков встречаются на шельфе Антарктиды в количестве до 50—70%, обширные площади в области распространения айсберговых осадков содержат его от 10 до 30%, в зоне диатомовых осадков — 1—10% (Lisitzin, 1972). Процентное содержание песчаной фракции, так же как и грубообломочного материала, в айсберговой зоне падает по мере удаления от суши.

Алевритовая фракция господствует в осадках материкового склона Антарктиды, где ее обычно 50—70%. В периферической части океана концентрация этой фракции составляет 30—50%, а на больших площадях в зоне айсберговых осадков, а также в южной части диатомовой зоны — от 10 до 30%.

Сопоставляя распределение различных фракций айсбергового материала, можно видеть, что, как и в моренах, на шельфе все фракции осадков содержатся приблизительно в равных долях, однако здесь, в областях высоких энергий, отчетливо виден вынос пелита, чем достигается более полная сортировка алевритового и песчаного материала.

Еще отчетливее механическая дифференциация прослеживается по мере удаления от материка: алевритовые осадки сменяются господствующими на дне котловин пелитовыми, представляющими собой наиболее тонкий материал морен. В этом убеждает сопоставление вещественного состава пелитовых фракций морен и донных отложений Антарктиды (содержание в отложениях кварца, полевых шпатов, плагиоклаза, иллита и др.).

Чем ближе к кромке льдов и айсбергов получена проба, тем обычно больше в ней грубообломочных и песчано-алевритовых частиц. Это *обстоятельство позволяет при изучении колонок* осадков по изменению содержания обломочных песчаных зерен судить о колебании кромки льдов в прошлом. Исследование особенно эффективно, если колонки или керны отбираются в «чувствительной зоне», т. е. на границе распространения льдов, или если используется одновременно несколько «чувствительных зон», например в Антарктиде гра-

айсберговых — диатомовых и диатомово-
иниферовых осадков. Этот прием широко
ьзован автором для реконструкции по-
их стадий оледенения Антарктиды и на-
етодом «синхронных чувствительных то-
ли методом геологического термометра,
ьку синхронные смещения границ при
подобны перемещению столбика ртути
ометре (Лисицын, 1966б; Lisitzin, 1962).
методика была применена затем Конолли
гом (Conolly, Ewing, 1965, 1970), Хей-
ays, 1967; Hays a. Opdyke, 1967), а также
ом (Weaver, 1973).
ычные и весьма характерные черты были
влены при изучении поверхности пес-
и алевритовых зерен под электронным
скопом. Было установлено, что это по-
сть свежего скола, совершенно не за-
ая полировкой (ледниковая поверх-
она может служить морфологическим
тором для отделения частиц флювиоген-
ли эоловых от айсберговых (Margolis,
tt, 1970; Krinsley, Donahue, 1968; Geit-
r a. o., 1968).
ланые и алевритовые фракции донных
в, собранных советскими антарктиче-
экспедициями (1—4-я), были тщательно
ы. На этой основе выделены айсберго-
инералогические провинции, которые от-
о связаны с питающими ледосборными
ациями суши. Для ряда районов в пре-
одной ледосборной провинции удалось
ить несколько провинций алевритового
ала, как это имеет место и при выделе-
овинций флювиогенного материала (рис.
ейка, см. стр. 122—123).
ром было установлено, что терригенно-
алогические провинции Антарктиды про-
ваются в осадках на огромных расстоя-
– до 2000 км и более от суши. В Охотском
инговом морях терригенно-минералоги-
провинции алевритов протягиваются
ега на расстояние до 200—300 км (Лиси-
1959, 1961д, 1966в; Петелин, 1957).
объяснения столь дальнего транзита
гались разные гипотезы, в их числе
ействие эолового фактора, особенно по
струйных течений (Rex, Goldberg, 1958;
ius, 1961, 1963), и перенос пассатными
и (Bonatti, Arrhenius, 1965).
вопросы могут быть решены прямым
ованием минерального состава водной
.
бы убедиться в том, что питание южных
Тихого, Индийского и Атлантического
в только ледовое, были проведены деталь-
следования минерального состава воздуш-
водной взвеси. Далее приводятся первые
авления минералогии взвеси (анализы
В. В. Серовой) и донных осадков (анализы
В. П. Казаковой, А. Н. Рудаковой и др., а так-
же автора).

Минеральный состав взвеси и донных осадков

Восточная Антарктида. После выделения фракций сепарационной взвеси из поверхностных вод путем механического анализа, как и для донных осадков, производилось ее деление на фракции больше 0,1 и 0,1—0,05 *мм* (а для многих проб и 0,05—0,01 *мм*) тяжелыми жидкостями с удельным весом 2,90. Легкие и тяжелые подфракции изучались отдельно. Анализ крупноалевритовой фракции проводился в иммерсионных жидкостях. Аналогично проводился анализ донных осадков из районов океана, соответствующих местам отбора взвеси.

В комплексе тяжелых минералов осадков шельфа Антарктиды, как и в моренах суши, резко доминируют три минерала — гранат, роговая обманка и рудные. В ряде мест они составляют до 90% и более от тяжелой фракции! Содержание граната во многих пробах достигает 70—74%, в тех же количествах встречена и роговая обманка; концентрация рудных минералов достигает 30—34%. Для комплекса Индийского сектора Антарктики характерно малое содержание моноклинных и ромбических пироксенов; как правило, их не больше 5—10%. Содержание циркона на некоторых станциях составляет 5% и максимально достигает 14%.

В легкой фракции наиболее показательно широкое распространение кварца — в ряде мест его больше 80% (до 91%), а также ортоклаза (20—40%, а в отдельных случаях даже до 50%). Плагиоклазы и микроклин встречаются реже, что связано с особенностями петрографии водосбора. Суммарное содержание стресс-минералов (дистен, силлиманит, андалузит, ставролит) метаморфических пород обычно не превышает 5%. Наиболее распространен силлиманит, который на нескольких станциях обнаружен в количестве 1—5% (максимально до 8%). Остальные стресс-минералы составляют в айсберговых осадках доли процента. Путем сравнения карт количественного распространения различных минералов удалось выделить терригенно-минералогические (айсберговые) провинции. Автором показано, что различия между этими провинциями столь же определенны, как и в областях, где не прослеживается деятельность айсбергов и морских льдов. На шельфе и в периферических частях ложа Индийского сектора Антарктики достоверно выделяется 12 айсберговых провинций песчано-алевритовой фракции (Атлас Антарктики, 1966; Лисицын, 1963) (см. рис. 31).

Во взвеси также удается определить очень большое количество тяжелых и легких минералов. По составу, а также по габитусу среди них могут быть выделены минералы терригенные, биогенные (опал, карбонаты), вулканогенные и космогенные (космические шарики — криоконит). Так же как и в донных осадках, во взвеси Индийского сектора наиболее распространены гранат, роговая обманка, черные рудные минералы.

Гранат во взвеси очень широко распространен не только в Индийском, но и в Тихоокеанском секторе (рис. 32, А), что связано с его широким развитием в комплексе древних пород Антарктиды. В коренных породах субантарктических островов или в базальтах подводных гор гранат нигде не встречен. Содержание граната в тяжелой фракции взвеси достигает 30—40%. Далеко (2700—3000 *км*) от берегов Антарктиды протягивается зона с содержанием граната 2—10%, севернее гранат почти не встречается (<2%). Обращает на себя внимание приуроченность областей высокой концентрации граната во взвеси только к определенным участкам суши (в частности, к Земле Эндерби и Берегу Кемпа), а также неодинаковая ширина ареала дальнего рассеяния граната: граница зоны 2—10% проходит от 2500—3000 *км* от суши в западной части до 1000 *км* — в восточной. Главное значение в образовании дальнего ареала рассеяния минералов имеют особенности движения льдов.

Гранат в донных осадках составляет в ряде мест более 40% (во взвеси 30—40% от тяжелой фракции), области его сосредоточения близ берегов в осадках и во взвеси в общем совпадают, совпадают даже их концентрации.

Роговая обманка, обыкновенная во взвеси (рис. 32, *Б*), образует два максимума: тяготеющий к Берегу Леопольда и Берегу Астрид (восточный) и лежащий на запад от Земли Эндерби (до западной границы карты). Максимальное ее содержание во взвеси 15—20%. Две области высокого содержания роговой обманки разделены участком, где ее количество не более 1—5%. Столь же низкая концентрация роговой обманки отмечается и в северных частях океана, за пределами ареала рассеяния минералов Антарктиды. Только в Аравийском море и Аденском заливе взвесь вновь содержит 5—10%, а местами и 10—15% роговой обманки.

В донных осадках (рис. 32, *Б*), как и во взвеси, у берегов Антарктиды выделяются две раздельные зоны обогащения (более 40% от тяжелой фракции).

Моноклинные пироксены (рис. 32, *В*) пользуются незначительным распространением в питающей провинции Антарктиды, потому и во взвеси их максимальные содержания не более 5—10%. В больших количествах они обнаружены в комплексах вулканогенных провинций субантарктических островов. На ареалы рассеяния этих минералов, связанные с Антарктидой, местами накладываются ареалы вулканогенных пироксенов. Это и приводит к нарушению картины тесной связи с береговыми питающими провинциями, которые отмечены для граната и роговой обманки.

Поэтому распределение пироксенов в осадках характеризуется мозаичностью. Ареалы обогащения, которые прослежены во взвеси, в донных осадках находят отражение в виде отдельных пятен. У берегов Антарктиды совпадение более заметно, оно близко к тому, которое отмечалось для типичных терригенных минералов этого континента — граната и роговой обманки.

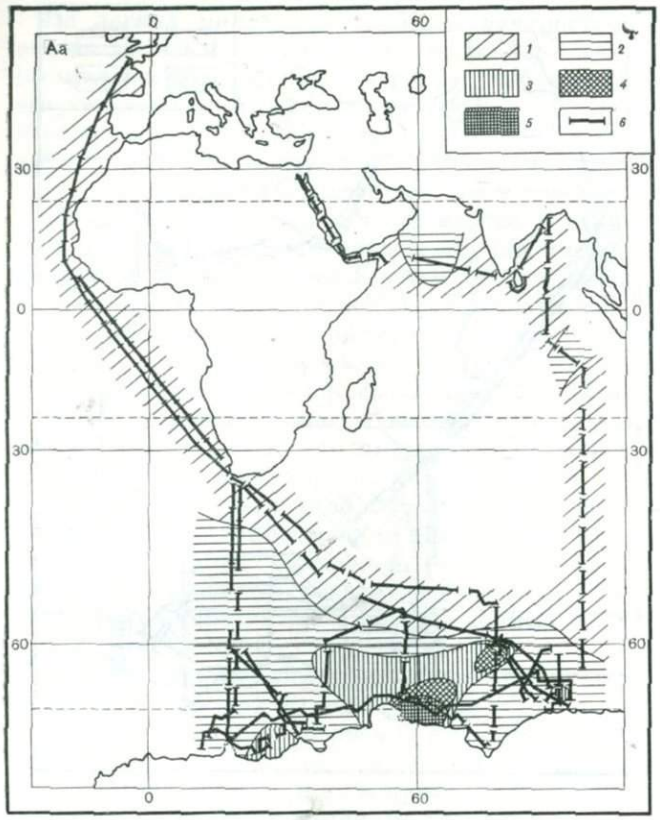
От 2 до 5% моноклинных пироксенов обнаружено в поверхностной взвеси Бенгальского залива, Аденского залива и Красного моря, а также к западу от Африки.

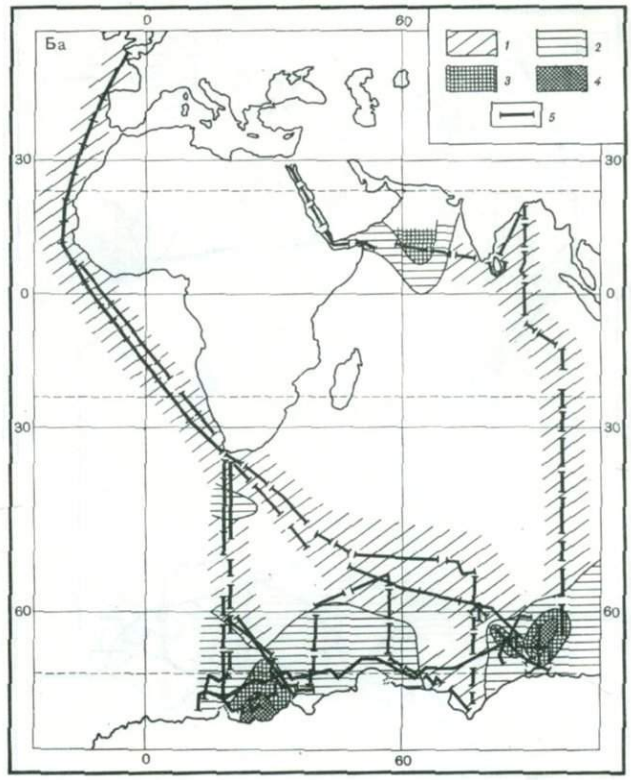
Черные рудные минералы взвеси на большой площади составляют 10—20%, максимально 30—47% (рис. 32, *Г*). Зона их рассеяния напоминает зону рассеяния кварца (рис. 33): в западной части Индийского сектора область обогащения достигает Южной Африки и сужается к востоку. Совпадают и области максимальных их содержаний в юго-западной части района. Как и для кварца, отмечается поступление черных рудных минералов из питающей провинции Южной Африки; в западной части карты обе эти провинции сливаются в одну.

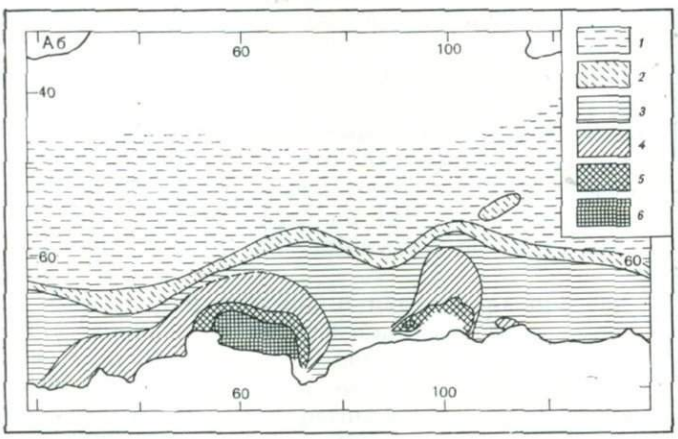
В центральных частях Индийского океана рудных во взвеси мало — меньше 4%, такие же значения характерны и для Бенгальского залива; лишь по мере приближения к Южной Индии и в Красном море, т. е. в областях развития древних толщ, их содержание вновь возрастает до 10—20%, а в отдельных местах (в Красном море) даже до 32%.

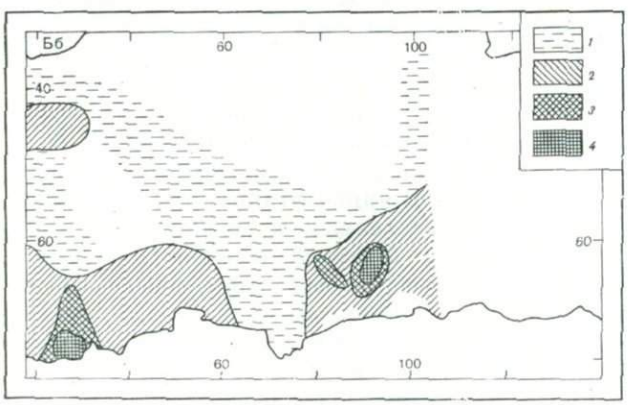
Приближение к колоссальным площадям развития кислых и средних интрузий Леоно-Либерийского массива и Северной Гвинеи (Западная Африка) отмечается во взвеси по возрастанию черных рудных до 20—30% против обычных 10—20% у берегов Африки. Кварц и рудные минералы во взвеси — индикаторы развития крупных массивов изверженных и метаморфических пород в водосборах.

Из минералов тяжелой фракции упомянем еще циркон. Отмечается тяготение повышенных его концентраций во взвеси к берегам Антарктиды (до 4—5% от тяжелой фракции); небольшое пятно с повышенными концентрациями отмечается также в Бенгальском заливе и у берегов Юго-Западной Африки.



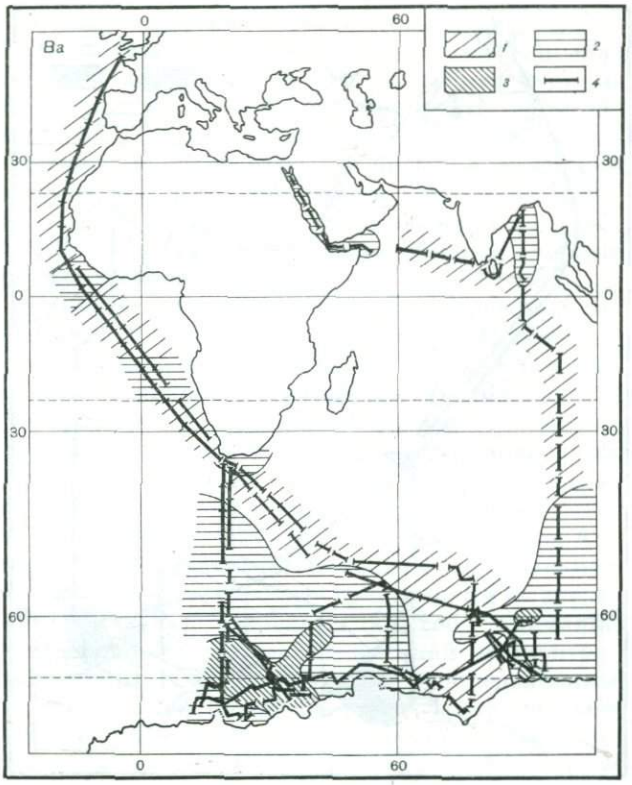


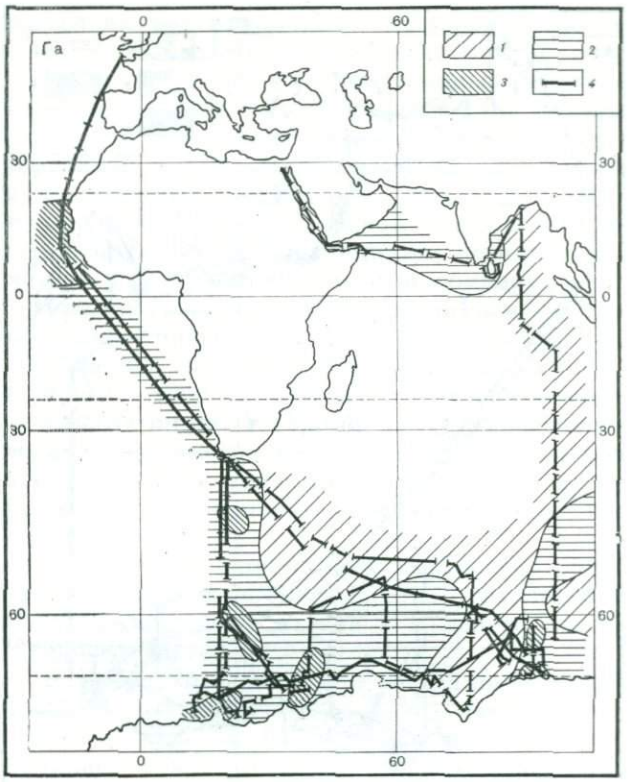


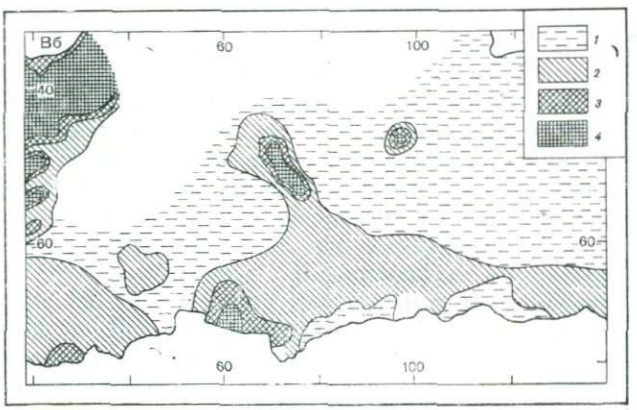


Р и с. 32. ***Сопоставление минерального состава взвеси из поверхностного слоя вод и донных осадков (алевритовая фракция (использованы данные В. В. Серовой)***

А—Г — содержание тяжелых минералов в %:
А — гранат: *а* — в з в е с ь: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — от 20 до 30; *5* — более 30; *6* — участки отбора проб; *б* — д о н н ы е о с а д к и: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 20; *5* — от 20 до 40; *6* — более 40. *Б* — роговая обманка: *а* — в з в е с ь: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 15; *4* — более 15; *5* — участки отбора проб; *б* — д о н н ы е о с а д к и: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 4; *3* — от 4 до 8; *4* — более 8. *В* — моноклинные пироксены: *а* — в з в е с ь: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 5; *3* — более 5; *4* — участки отбора проб; *б* — д о н н ы е о с а д к и: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 4; *3* — от 4 до 8; *4* — более 8. *Г* — рудные минералы: *а* — в з в е с ь: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — более 20; *4* — участки отбора проб; *б* — д о н н ы е о с а д к и: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 20; *5* — от 20 до 40; *6* — более 40







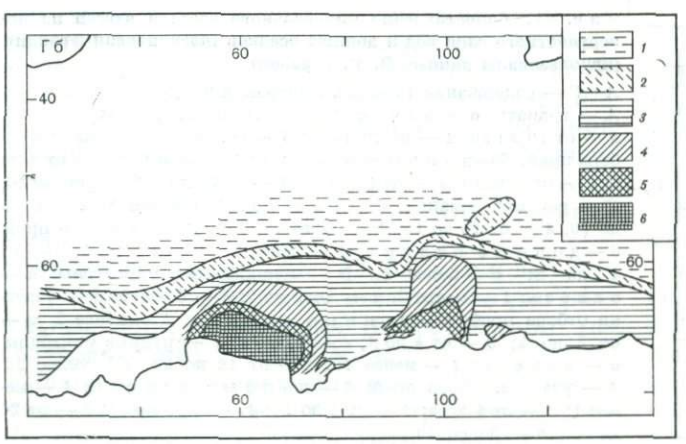


Рис. 32. (окончание)

Из легких минералов наиболее распространен во взвеси и в осадках кварц. Во взвеси он составляет до 30—35%, участки обогащения его тяготеют к Антарктиде (см. рис. 33). Это и естественно, так как кварц в вулканогенном комплексе Субантарктики не отмечается. Ареал рассеяния кварца во взвеси близок к гранату, в особенности в западной части карты. В отличие от граната дополнительные порции кварца поступают во взвесь и из Южной Африки: зона с содержанием кварца 15—20% подходит к южной оконечности этого материка.

Кварц в водной взвеси из центральных частей Индийского океана составляет 10—15%, а в Бенгальском заливе и южнее — 15—20 и даже 20—30%, т. е. его столько же, сколько в аэрозоле (см. рис. 20).

У побережья Западной Африки резкое возрастание содержания кварца в водной взвеси, как и для рудных минералов, отмечается близ Леоно-Либерийского массива и Северной Гвинеи — здесь 30—40% кварца (а в донных осадках 10—20%).

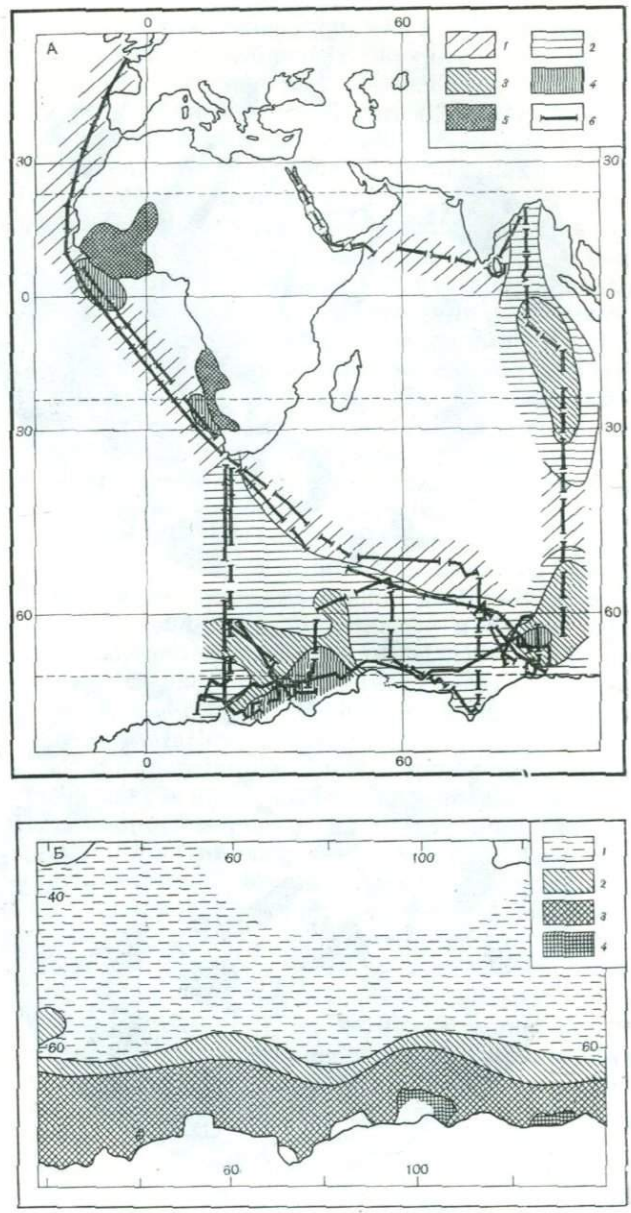
Кварц в донных осадках у берегов Антарктиды составляет от 40 до 80%, а в отдельных точках — более 80% от легкой фракции. Ареал его рассеяния в осадках более узкий, чем во взвеси. Изолинии 20 и 40% проходят почти параллельно береговой линии, на удалении 1000—1200 км от нее, сходные концентрации обнаружены и в донных осадках.

Закономерности распределения полевых шпатов с показателем преломления меньше 1,54 во взвеси (зона содержания 5—10%) близки к кварцу. На разрезе Антарктида — Индия полевых шпатов обычно меньше 5% и только в Бенгальском заливе до 12%, у берегов Западной Африки (от Кейптауна до Дакара)— 2—20%.

Близка к описанной и картина распределения основных и средних плагиоклазов во взвеси. Они образуют у берегов Антарктиды четкий ареал с содержанием 1—2%, граница его идет параллельно береговой черте, на удалении 500—1000 км от нее. Во взвеси Бенгальского залива содержание этих полевых шпатов достигает 5%.

Характерные минералы взвеси поверхностных вод показаны на рис. 34.

В происхождении основной части тонкодисперсного материала ледовой зоны за счет механической дезинтеграции пород суши убеждает обнаружение в осадках близ ледовых берегов Антарктиды богатого комплекса спор и пыльцы березы, ольхи, хвойных растений, миртовых, а также различных папоротников. Анализ эоловой взвеси, собранной автором в этих районах, показал, что современные пыльца и споры сюда не проникают. В том же



Р и с. 33. Распределение кварца во взвеси из поверхностного слоя вод и из донных осадков южной части Индийского океана

А — взвесь (легкая фракция в %): *1* — менее 15; *2* — от 15 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — более 30; *5* — важнейшие области распространения кислых пород в Африке (западная часть); *6* — участки отбора проб. *Б* — донные осадки по данным химического анализа SiO_2 кварцев (в % от осадка в целом): *1* — от 10 до 20; *2* — от 20 до 40; *3* — от 40 до 80; *4* — более 80

убеждают и детальные исследования глетчерных льдов из купола Антарктиды. В пробе осадков со ст. 111 в северной части моря Дейвиса А. П. Морозова обнаружила 34 вида папоротниковых, 22 вида голосемянных и 4 вида покрытосемянных. Выявляются комплексы, характерные для карбона, перми, триаса и

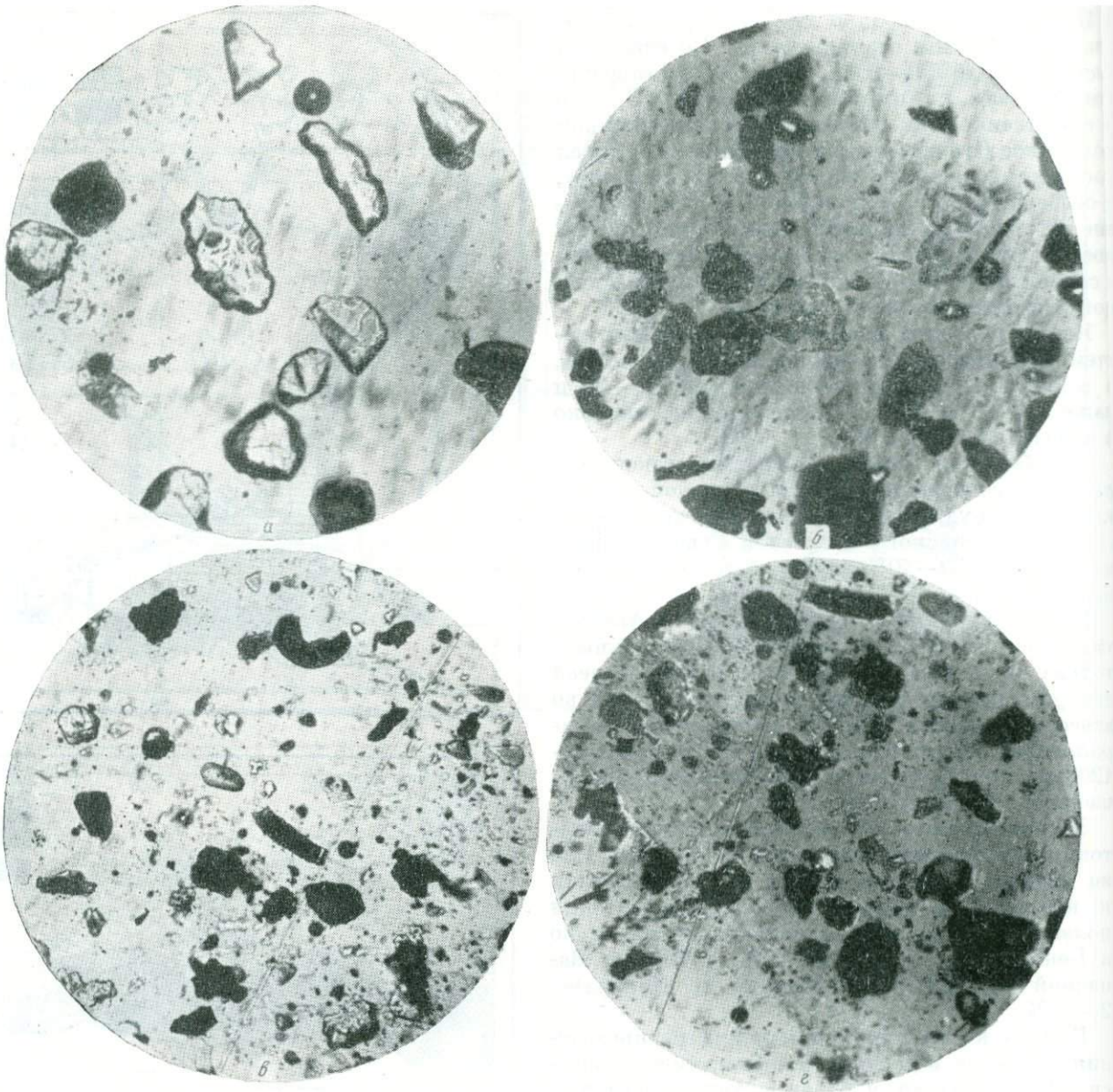


Рис. 34. Характерные минералы взвеси из поверхностных вод Индийского океана. Фото В. В. Серовой, увел. 300

а — гранат из южной части океана (тяжелая подфракция алевритовой части взвеси); *б* — гранат, черные рудные и роговая обманка во взвеси из южной части океана (тяжелая фракция); *в* — минеральная часть взвеси из Бенгальского залива; *г* — легкая фракция взвеси из южной части океана (кварц, карбонаты, полевые шпаты)

мела, а также нижнетретичные, т. е. соответствующие времени до оледенения Антарктиды. Все эти находки сделаны в безусловно современных осадках с современным комплексом диатомовых, силикофлагеллят и радиолярий. Наряду со спорами и пыльцой в осадках найдены также переотложенные третичные диатомовые водоросли. Дальность распространения всей этой переотложенной микрофлоры одного порядка — около 600—800 *км* от суши (Лисицын, 1961г). Анализ колонок показывает, что древние споры, пыльца и диатомовые появляются в особенно больших количествах на горизонтах, обогащенных грубозернистым материалом, т. е. в периоды наступления льдов и похолодания.

Многие исследователи сомневались в возможности выделения в ледовых зонах с «мусорным» материалом четких минералогических провинций. Детальными исследованиями в Антарктике было показано, что провинции в области распространения айсберговых и диатомовых осадков выделяются столь же четко, как и в других зонах (Лисицын, 1969). Льды захва-

тывают из года в год осадочный материал из одних и тех же районов ледосбора, переносят и рассеивают его по одним и тем же путям. Это и приводит к образованию характерных терригенно-минералогических провинций с постоянными путями миграции.

Провинции песчано-алевритовой фракции (см. рис. 31) по минеральным комплексам близки к провинциям грубообломочного материала (см. рис. 30). Питающие ледосборные провинции те же, т. е. тот же набор исходных пород, но выход более тонкого (песчано-алевритового) материала при дроблении пород больше (до 90%), поэтому разносится он айсбергами много дальше, чем грубый щебнистый и валунный, составляющий в моренах около 8%. Иной обломочный песчано-алевритовый материал, кроме айсбергового, в осадках здесь не встречается.

Западная Антарктида. Минералогия осадков района Антарктического полуострова, моря Уэдделла и части Тихоокеанского сектора Антарктиды изучена по материалам американских экспедиций на судне «Элтанин» (Edwards, 1968; Edwards, Goodell, 1969)[1]. Отчетливо выделяются две области высокой концентрации тяжелых минералов — одна в море Беллинсгаузена, другая — к северу от Антарктического полуострова: здесь нередко в крупноалевритовой фракции содержится до 30% тяжелых минералов (особенно близ очагов современного вулканизма). Эта часть Антарктики особенно интересна наложением ледовой и вулканогенной седиментации (см. рис. 31, *И*).

Как говорилось, для провинций Восточной Антарктиды типично преобладание граната, амфиболов и рудных минералов. В районе Антарктического полуострова гранат (бесцветный или розоватый) обычно составляет меньше 10%, и только в одной пробе его содержание достигает значений, типичных для Восточной Антарктиды,— около 40%. Вероятно, здесь имеет место принос граната айсбергами из Восточной Антарктиды по системе Восточных ветров. Сходна картина распространения зеленой роговой обманки: та же область обогащения, что и у граната.

Зато много выше здесь содержание моноклинных пироксенов (авгита)— до 25%, а местами даже более 50%, что связано с современным вулканизмом. Содержание ромбических пироксенов обычно ниже 10%, в основном это гиперстен.

Из легких минералов, как и в Восточной Антарктиде, преобладает кварц — его обычно 30—50%, в ряде мест даже более 50%, а по мере приближения к берегам Южной Америки содержания его достигают 70%. Близ Южных Шетлендских островов и в осадках пролива Брандсфилд кварца меньше 5%.

Содержания плагиоклазов колеблются в пределах 10—30%, в отдельных местах — более 30%, калиевых полевых шпатов обычно меньше 10%. Для полевых шпатов типичны свежесть зерен, полное отсутствие следов выветривания.

Широкое распространение свежих вулканических стекол указывает на современный и четвертичный вулканизм. Можно видеть, что наибольшие их концентрации наблюдаются близ Антарктического полуострова, там, где отмечено очень высокое содержание тяжелых минералов. Близ Южных Шетлендских островов, сложенных андезитами и оливиновыми базальтами, вулканических стекол до 60—80% и более. Преобладают коричневые и бурые зерна с показателем преломления 1,540—1,600. Это стекло сходно со стеклом Южных Сандвичевых островов (Ninkovich a. o., 1964) и пролива Дрейка (Mather, 1966).

В соответствии с распространением минералов могут быть выделены минералогические провинции (см. рис. 31, *И*). Для метаморфической провинции типичны высокие содержания граната и роговой обманки, это как бы продолжение минералогических комплексов Восточной Антарктиды. Вулканогенная провинция Южных Шетлендских островов и прилегающих частей дна океана характеризуется высоким содержанием стекол, а из тяжелых минералов — моноклинных и ромбических пироксенов. Характерен также оливин, но его содержание не превышает 5%. Для гранитной провинции, тесно связанной с габбро-гранитами Антарктического полуострова, характерны кварц, калиевый полевой шпат, зеленая и бурая роговая обманка. Три основные провинции связаны между собой широкими зонами перехода.

Минералогический состав песчано-алевритовых фракций восточной части моря Уэдделла (Angino, Andrews, 1968) близок к составу фракций Восточной Антарктиды.

Содержание тяжелой подфракции в тех же пределах — от 3 до 23%, сходен и комплекс тяжелых минералов: преобладают гранат (от следов до 35%), роговая обманка (2—25%), рудные (2—24%), составляющие в сумме обычно 50—70%. Широко распространены обломки пород и скопления минеральных зерен. Типична исключительно высокая сохранность всех минеральных зерен, включая и очень нестойкие к выветриванию (К-полевые шпаты, плагиоклазы, оливин и др.).

[1] Проанализированы верхние слои, полученные трубками на 51 станции, а также 16 дночерпательных и траловых проб. Анализировались тяжелая и легкая фракции осадков с размером частиц 0,125—0,06 *мм* с использованием жидкости с удельным весом 2,96.

Сравнительно с минералогическими комплексами Восточной Антарктиды обращает на себя внимание высокое содержание здесь моноклинных пироксенов, что может быть связано с выходами пироксеновых или двупироксеновых гнейсов в восточной части моря.

Пелитовый материал

Распространение пелитового материала морен Антарктиды очень дальнее. Так же как и минералы других фракций, ледовый пелитовый материал является главным в седиментации в южном полушарии, поступление сюда пелита из других климатических зон, как доказывается прямым анализом взвеси, не происходит. В айсберговой зоне (во взвеси и осадках) господствуют только два глинистых минерала — иллит и хлорит. Для пелитов ледовых зон характерно высокое содержание тонкодисперсного кварца и полевых шпатов, которые в сумме нередко составляют больше половины тонкого материала (см. рис. 20, 22). Закономерности распределения пелитового материала рассмотрены в главе о минералогии и провинциях терригенного материала.

ЛЕДОВЫЙ ТИП
(КРИОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ МОРСКИХ ЛЬДОВ)

Количественное распределение

Количественное распределение каменного материала, связанного с переносом однолетними и многолетними льдами, отлично от распределения айсбергового. Каменный материал встречается от береговой линии до центральных частей морей и в океанах, в том числе и на глубинах 6—10 тыс. *м*, практически во всех типах осадков холодной части гумидных зон. Концентрация его, как и айсбергового, в общем уменьшается от берегов в пелагическом направлении. Среди определяющих факторов главными являются: ледовая экспозиция (время пребывания льдов на поверхности водоема), а также особенности ледосборов суши и прибрежных частей бассейна ледообразования, пути движения льдов и соотношения между скоростью поступления каменных обломков и разбавляющего их более тонкого материала.

Содержание каменных обломков в пелагических осадках дальневосточных морей и Тихого океана колеблется в очень широких пределах — от 0,5—1 *кг/м*^{3}(<1%) до 1000—1200 *кг/м*^{3} (до 75%).

Сопоставление карт концентрации с картами ледовых экспозиций убеждает в том, что чем больше ледовая экспозиция, тем, при прочих равных условиях, больше концентрация каменного материала. В районах, где льды бывают на поверхности моря 7—9 месяцев в году, обычны концентрации от 100 до 1000 *кг/м*^{3} (8—78%). В районах с нулевой ледовой экспозицией каменный материал на дне не встречается (Лисицын, 1961 г.).

Выясняется и другая важная закономерность — общее возрастание концентрации в районах с одинаковыми ледовыми условиями в направлении к берегу. Чем дальше льды уходят от берегов, тем меньше каменного материала они содержат. Большое значение имеет еще и наличие самой возможности захвата каменного материала с берегов, что определяется развитием гравийно-галечных пляжей, столь обычных в холодных частях гумидных зон. Существенную роль играет и динамика замерзания в прибрежной зоне и таяния льдов (особенно периодический отрыв припая с каменным материалом штормами и приливами), а также скорость седиментации более тонкого материала, разбавляющего каменные обломки. Чем она ниже, тем ярче виден процесс переноса льдами (Лисицын, 1961а).

Как и для айсбергового материала, своеобразными реперами, которые позволяют судить о распространении ледового материала на протяжении миллионов лет, служат подводные горы, а также хребты, крутые участки материкового склона, т. е. места, запретные для накопления тонкого разбавляющего материала. Если хотя бы небольшое количество льда проникает в такие районы, это всегда отмечается характерным каменным материалом на подводных поднятиях. Нередко гальки покрыты железо-марганцевыми корками, т. е. заключены в их ядрах, что служит косвенным свидетельством их древности (Лисицын, Чернышева, 1970).

Наряду с обширными полями таяния льдов в Мировом океане могут быть выделены узкие участки, где происходят массовое таяние и разгрузка заключенного в льды каменного материала — возникают своеобразные разгрузочные зоны. Это места встречи холодных и теплых течений. Так, между Гренландией и Шпицбергеном ежегодно тает 12 700 *км*^{3} льдов Северного Ледовитого океана, между Шпицбергеном и Новой Землей — 2 000 *км*^{3}, в Дейвисовом проливе — 5 000 *км*^{3}. Всего в северной части Гольфстрима в узкой линейной зоне тает и теряет свой осадочный материал более 20 тыс. *км*^{3} льдов в год, что близко к суммарному жидкому стоку рек Земли (36,6 тыс. *км*^{3}/*год*). Длительная разгрузка льдов в этом районе приводит к образованию на дне необычных участков с повышенными скоростями седиментации и мощностью осадочной толщи, а в ряде случаев — к возникновению обширных седиментационных поднятий.

В южном полушарии морские льды в переносе каменного материала играют ничтожную роль, так как галечных пляжей, на которых идет их загрузка каменным материалом, здесь нет, выходы коренных пород на ледовых берегах крайне редки. Главную роль в распространении осадочного материала в Южном океане поэтому играют айсберги, а в Северном Ледовитом (кроме района Гренландии) — морские льды. В отличие от айсбергов морские льды захватывают осадочный материал из береговой зоны и с шельфа, потому он обычно грубый — гравийно-галечный, местами песчаный. Эта особенность подготовки и транспортировки кроме гранулометрического состава определяет также и его окатанность, характер поверхности, особенности петрографии.

Окатанность материала, захваченного морскими льдами с пляжей, естественно, очень высокая. В среднем для Охотского моря (10 тыс. анализов, определения по пятибалльной шкале) окатанность оказалась равной 2,91; для Берингова моря (15 тыс. определений) — от 3,0 до 3,5; для северной части Тихого океана (97 анализов) — около 2,90 (Лисицын, 1961а, в). Эти значения окатанности близки к определениям, сделанным для пляжевого материала из тех же районов, а также к значениям окатанности гальки с пляжей Тихого океана, Черного и Балтийского морей (Лисицын, 1961г).

Характер поверхности. Поверхность галек и гравия ледового разноса обычно гладкая или полированная, что типично для пляжевых отложений. Она резко отличается от поверхности айсбергового материала.

Гранулометрический состав ледового материала также существенно отличается от айсбергового. Его медианный диаметр лежит в пределах 5—25 *мм* (анализ для 126 станций). Для Берингова моря, по данным анализа 85 станций, Md = 9,9 *мм*. Медианный диаметр галечного материала с пляжей Охотского моря (на протяжении 250 *км*) оказался в пределах 10—30 *мм*, с побережья Кавказа — 15—50 *мм* (Лисицын, 1966а).

Распространение отдельных фракций каменного материала удалось закартировать для Берингова моря и Анадырского залива (Лисицын, 1953, 1961в, 1966а), а также в северо-западной части Тихого океана. Не вдаваясь в детали, отметим только главное — наличие и при ледовой транспортировке каменного материала определенной механической дифференциации. *Более крупный материал откладывается ближе к берегам, дальше всего в центральные части морей проникает мелкий гравийный,* а также песчаный материал. По кумулятивным кривым определен коэффициент сортировки ледового материала: для 150 анализов Берингова моря $S_0 = 1{,}2$, что соответствует сортировке пляжевого материала Черного моря (1,1—2,5), Охотского моря (1,2—3,2), Калифорнии (1,13—2,14) (Emery, 1955).

Таким образом, сортировка каменного материала из пелагических осадков ледовых зон оказывается значительно выше сортировки не только айсбергового материала, но и гравийно-галечных отложений рек (в среднем $S_0 = 3{,}18$ для Миссисипи и других рек Северной Америки; Plumley, 1948; Wentworth, 1932; Udden, 1914; Goldstein, 1942) и материала из конусов выноса (S_0 в среднем из 58 проб составляет 5,33).

Петрографический состав и провинции ледового каменного материала. Петрография каменного материала со дна дальневосточных морей и северной части Тихого океана изучена на основании анализа нескольких десятков тысяч галек с применением специальной методики (Лисицын, 1951б). В осадках Охотского моря было обнаружено 120 разновидностей горных пород, Берингова — 76, северной части Тихого океана — 87 (изучены пробы с 600 станций).

Обычно набор пород на одной станции в Охотском и Беринговом морях составляет 10—30 разновидностей, причем число пород в наборе и количественные взаимоотношения между ними закономерно меняются. Так, в осадках северной части Берингова моря установлено 80 пород, к югу — 20—30 и близ Командорских островов — 10—20 (Лисицын, 1966а).

Пляжевые отложения, откуда морские льды захватывают каменный и песчаный материал, являются интегральными пробами для больших участков водосбора рек, впадающих в море. Комплексы гальки и гравия отдельных рек затем интегрируются вдольбереговым потоком галечных наносов. Поэтому большое разнообразие горных пород в ледовых осадках вполне естественно. При прочих равных условиях, разнообразие пород зависит и от сложности геологии суши: чем разнообразнее в петрографическом отношении водосбор (или ледосбор), тем больше набор пород в береговых зонах и на дне прилегающего к этой суше водоема.

В северной и западной частях Тихого океана набор пород включает 25—30 наименований, на юг, к берегам Японии и Курильской гряды, он снижается до 4—8. Снижение набора связано с резким доминированием нескольких пород, которые «забивают» все остальные породы комплекса.

В провинции центральной части Тихого океана, куда не проникали льды и айсберги, набор пород крайне мал — обычно это 1—2 породы с четким преобладанием базальта океанского

типа. Это уже не материал дальнего разноса, а генетически от него отличный подводный элювий (эдафогенный материал).

Из карт Охотского и Берингова морей (Лисицын, 1961в, г, 1966а), северной части Тихого океана (Лисицын, Чернышева, 1970) можно видеть, с каких конкретно участков побережья идет поставка в осадки той или иной породы; удается выделять целые комплексы пород, поступающих из тех или иных частей водосбора (рис. 35, *А* — *З*). Содержание материала разного петрографического состава в пелагическом направлении уменьшается неравномерно. Чаще всего прослеживаются «языки» — довольно узкие каналы распространения пород, соответствующие течениям и ветрам, которые определяют миграцию каменного материала с конкретных участков. Сопоставление серии карт пород, поступающих из одного района, показывает, что эти «языки» весьма закономерны, они повторяются при анализе многих горных пород. На их основе удается установить конкретные пути миграции каменного материала из водосбора в пелагические области, которые соответствуют основным направлениям переноса льдов. Льды оказываются как бы «меченными» каменным материалом. При своем движении и таянии они непрерывно рассеивают его обломки на дне, маркируя пути движения от мест зарождения до крайних границ распространения. Отсюда не только литологическое, но и важное палеографическое значение анализа грубообломочного материала (реконструкция древних течений и кромки льдов).

На схемах (см. рисунок 35) можно видеть, что дальность миграции каменного материала с однолетними льдами достигает 300—500 *км*, а в отдельных случаях (западная часть Охотского моря с особо суровыми условиями) — даже 1000 *км*.

Так же как и минералы, отдельные породы складываются в комплексы, типичные для разных участков дна, и объединяются в петрографические провинции.

Автором детально изучены связи между береговыми питающими провинциями и провинциями каменного материала на дне. Оказалось, что наиболее характерные черты береговых питающих провинций находят свое отражение на морском дне (Лисицын, 1951б, 1959, 1961а,г, 1963, 1966а), что также имеет важное значение для палеогеографии.

Для каменного материала, поднятого со дна северной части Тихого океана, могут быть выделены четыре генетические группы пород:

1) породы континентальной мегапровинции, которые не встречаются в коренном залегании на островах и на дне центральных частей океанов (кислые породы, кварцевые песчаники и другие породы, богатые кварцем, породы с К-полевыми шпатами, К-слюдами и др.);

2) породы, образующиеся в пределах андезитового кольца, т. е. мегапровинции современных геосинклиналей (андезиты и андезитовые туфы);

3) породы мегапровинции океанов, встречающиеся только в пределах океанских платформ (базальты океанского типа);

4) подгруппа пород рифтовой зоны срединных хребтов океанов (базальты, габбро, габбро-базальты), а реже и ультраосновные породы.

Для каждой из перечисленных четырех групп характерен особый комплекс пород, парагенетически связанных и не повторяющихся. Иногда может иметь место сложение двух или даже трех комплексов.

Изучение пород первой группы позволяет выявить пути движения льдов и айсбергов (не только современных, но и времени оледенения), определить крайние границы распространения льдов, условия седиментации.

Породы переходной зоны разносятся чаще всего водорослями, а во время оледенений — также льдами и айсбергами. Две последние группы пород обычно относятся к эдафогенным, залегают «инситно» без значительного перемещения от выходов коренных пород, в их распространении льды и айсберги не имеют значения.

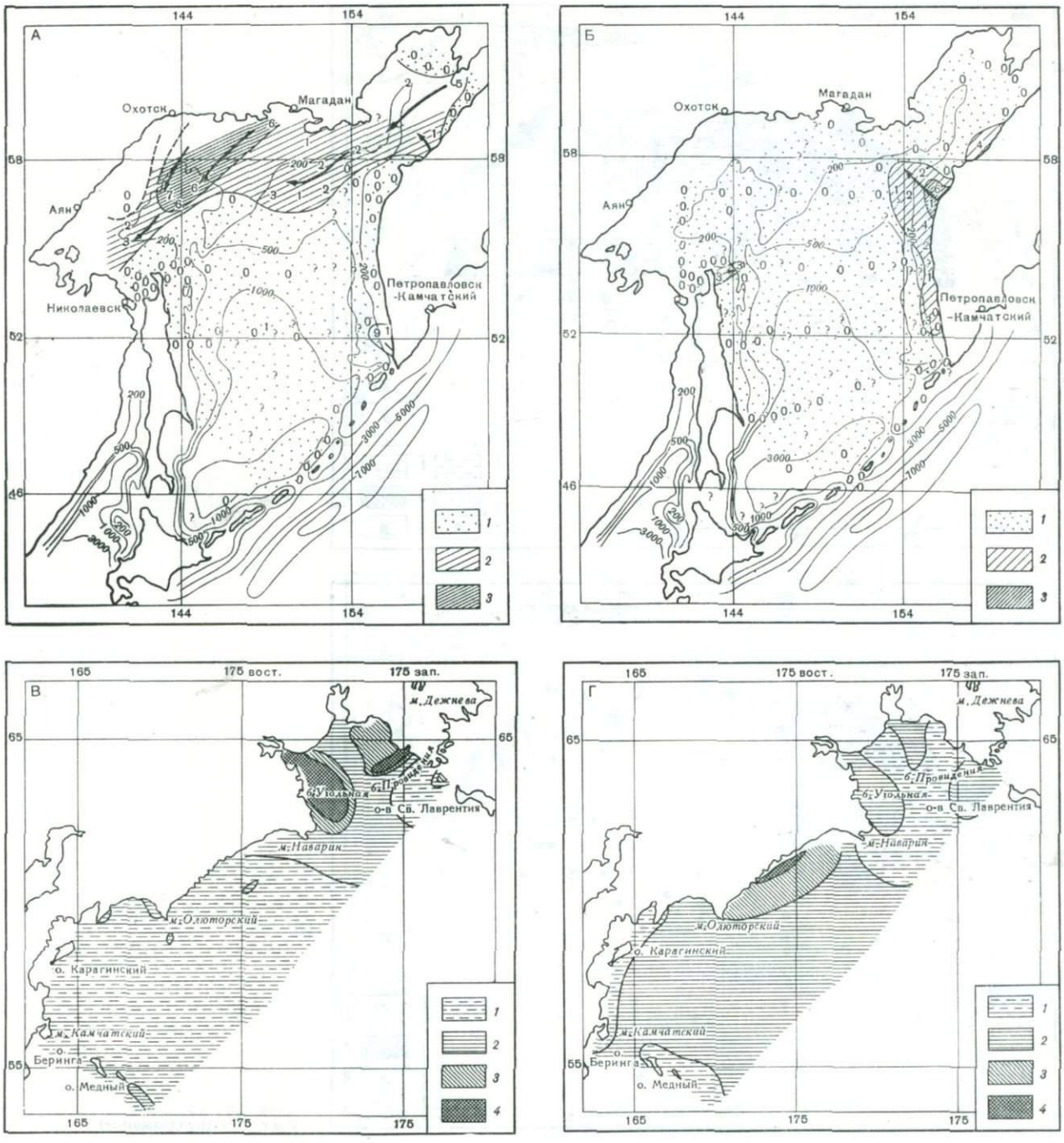
Для пород краевой зоны — области андезитового вулканизма — весьма показательны черные гиперстеновые андезиты, андезито-базальты, туфы и туффиты, туфо-песчаники, некоторые разновидности андезитов.

Интересно отметить, что если для всех ранее рассмотренных схем характерны постепенные переходы в пределах ареала рассеяния данной породы, то для океанитов характерно расположение точек высокого содержания рядом с нулевыми.

Широким распространением в осадках океанов пользуется пемза, данные о которой приведены в главе о современном вулканизме.

В пределах макропровинции каменного материала северо-западной части Тихого океана (см. рис. 28) выделены три мезопровинции — алеутско-беринговоморская (включая район Восточной Камчатки), курильско-охотская, японская. При более детальных исследованиях, несомненно, будут выделены и более мелкие ассоциации.

Наиболее разнообразным набором отличается северо-западная макропровинция — 30 различных пород (в алеутско-беринговоморской — 24 породы, в курильско-охотской — 19, в японской — 11), на втором месте макропровинция северо-восточной части океана — 14 пород и на третьем — калифорнийская — 11 пород.



Р и с. 35. Распределение различных горных пород в осадках бассейна Тихого океана (в % от общего числа пород в пробе)

Охотское море. А — кварцевый порфир с биотитом: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — более 5; стрелки — направления миграции; цифры — фактические содержания; изобаты даны в метрах. *Б* — аргиллит с примесью алевритового материала. Условные знаки, как на *А*.

Берингово море. В — зеленовато-серый андезитовый туф: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — более 10. *Г* — кварц белый катаклазированный: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — более 10.

Собственно Тихий океан. Д — количество петрографических разновидностей в комплексах: *1* — от 1 до 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — более 20; *5* — станции; *6* — керн глубоководного бурения, ст. 180 (детально изучен айсберговый материал). *Е* — андезит гиперстеновый черный: *1* — от 1 до 15; *2* — более 15; *3* — изученные станции; *4* — направление миграции. *Ж* — кремнистая порода коричневато-серая: *1* — менее 10; *2* — более 10; *3* — станции; 4 — направление миграции. *3* — туффит светло-серый. Условные знаки, как на *Ж*

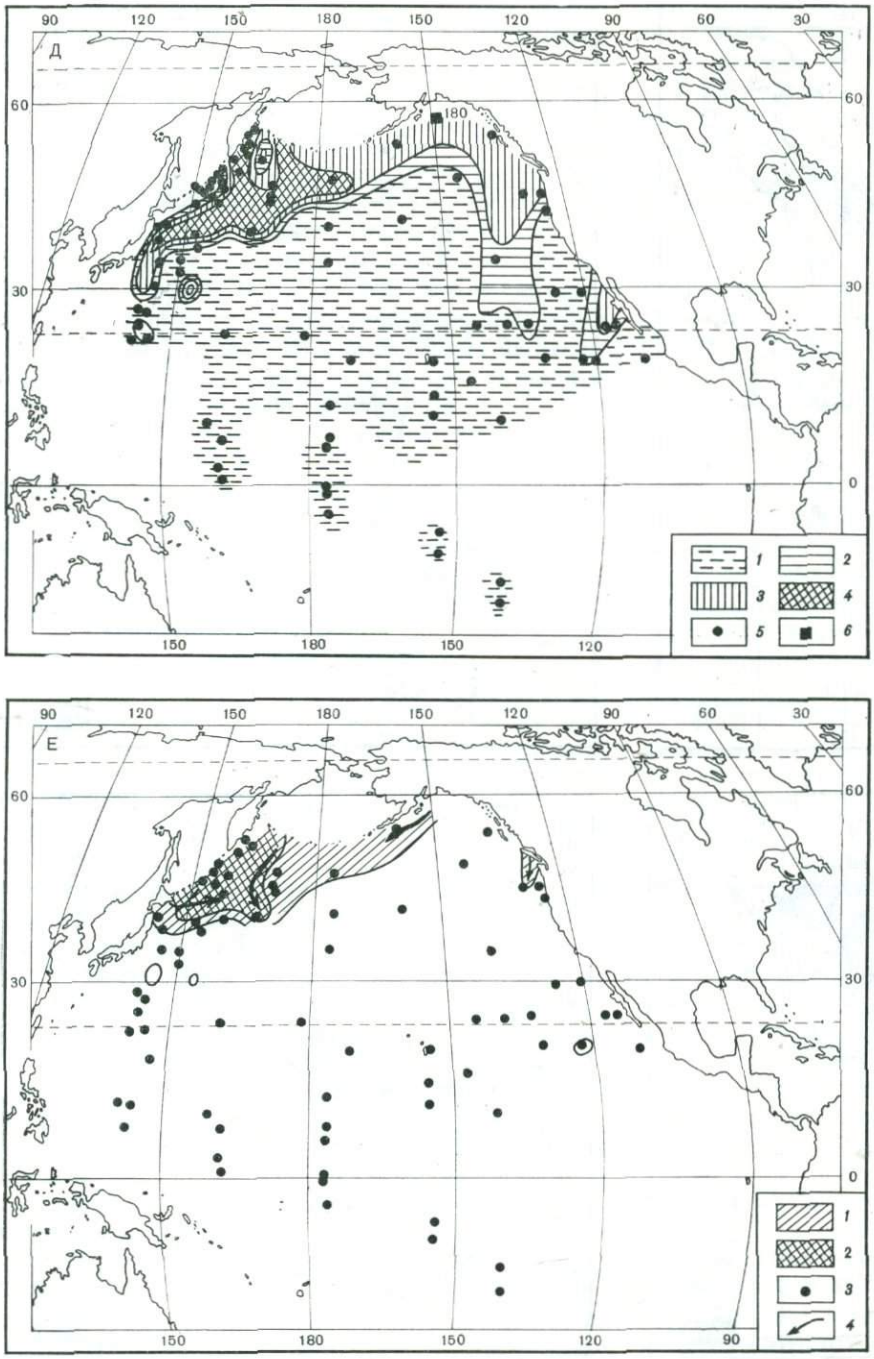


Рис. 35 (продолжение)

Из этой же схемы видно, что для ряда горных пород прослеживается их распространение от питающих провинций на расстояние 3000—4000 *км* в западной части океана и до 4300—4500 *км* — в восточной. Дальность переноса материала водорослями не превышает обычно 300 *км* (редко до 500 *км*), морскими льдами — сотни километров, а многолетними (паковыми) льдами — до 1 тыс. *км* и более. Единственным агентом сверхдальнего распространения каменного материала здесь могут быть айсберги. Особенности каменного материала подтверждают его генетическую связь с айсбергами. Однако в настоящее время в северной части Тихого океана айсберги никогда не встречаются. Для четвертичного же времени по каменному материалу четко устанавливаются два ареала их широкого распространения — северо-западный и северо-восточный. Наибольшие скопления айсберги имели место в северо-восточной

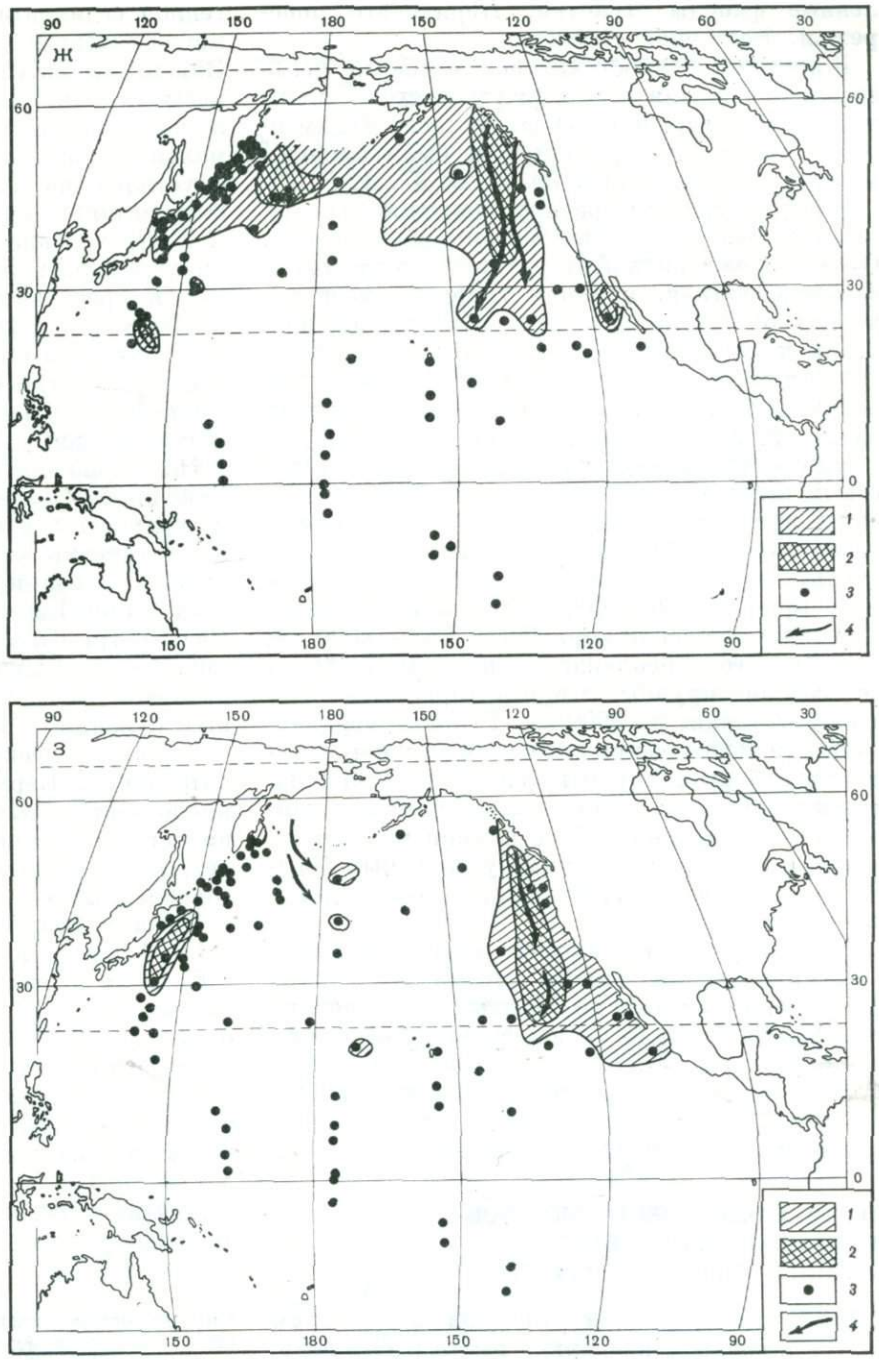


Рис. 35 (окончание)

части, куда сползали ледники, связанные с Кордильерским ледниковым щитом, толщина которого достигала 3—4 *км*. Условия в заливе Аляска были близки к существующим сейчас в Антарктиде. Калифорнийским течением айсберги уносились далеко на юг и, судя по каменному материалу, достигали берегов Калифорнии, а отдельные ледяные горы проникали в тропики. О широком распространении айсбергов древнего океанского оледенения свидетельствует не только каменный материал, но и типичные айсберговые осадки, вскрытые в колонках и на подводных горах северо-восточной части океана (Nayudu, 1958, 1964, 1965), а также широкое развитие фиордовых берегов, которые создавались ледниками (см. рис. 28).

В восточной части Берингова моря ледники не достигали берега, а в западной — занимали большие площади, о чем свидетельствует не только каменный материал, но и многочис-

ленные фиорды Чукотки, Корякского побережья, Восточной Камчатки.

Широким распространением айсберги пользовались во время оледенения у берегов Европы и Северной Америки, когда условия седиментации здесь резко менялись и были близки к антарктическим (рис. 36, *А*, *Б*; 37, *А*, *Б*, *В*).

Крайние границы распространения морских льдов и айсбергов четко связаны между собой. Обычно в условиях Антарктики, где эта связь особенно четкая, крайняя граница айсбергов уходит от границы распространения морских льдов к экватору на 10—20° широты (1000—2000 *км*); близкие зависимости имеют место для района Гренландии, очевидно, они были того же порядка и при четвертичных оледенениях.

На основании изучения современных айсберговых отложений могут быть определены границы *проникновения материала от основных* источников. В южном полушарии айсберги уходят от порождающих их ледников на 30—50° широты (3000—4000 *км*), с максимальным удалением в районе моря Росса 3500—4000 *км*; для айсбергов Гренландии — на 2500—3000 *км*, но особенно крупные ледяные горы проникают и на расстояние до 5000 *км*. Условия меридионального перемещения айсбергов в южном полушарии неблагоприятны в связи с системой Западных ветров, которой они смещаются в широтном направлении. Под влиянием течений, близких к меридиональным, у западных берегов материков айсберги дальше всего проникают к экватору.

Распространение айсбергового материала в северной части Тихого океана до берегов Калифорнии поэтому не является чем-то исключительным: близкие по значениям расстояния айсберги проходили в Атлантике, где на широте Нью-Йорка обнаружены в колонках айсберговые осадки. Такие же расстояния айсберги проходят сейчас в Южном океане.

ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ОКЕАНОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КОЛОНОК И КЕРНОВ БУРЕНИЯ

Было ли оледенение океанов в прошлом более широким и насколько важным был ледовый тип седиментогенеза в геологическом прошлом? Изучение этих проблем тесно связано с климатической историей Земли, поскольку полярные шапки — надежный индикатор общих изменений климата. Именно они служат холодильниками в тепловой машине Земли, и чем тепловые контрасты больше, тем оживленнее циркуляция воздушных и водных масс. Это особенно отчетливо выявляется на полярных фронтах и в экваториальной области дивергенции, а также в апвеллингах по скорости биогенной седиментации, которая может служить мерой интенсивности дивергенции и в прошлом. Изменение интенсивности оледенения и мощности ледников важно также и в связи с проблемой изменений уровня океанов: при максимальном развитии ледников уровень океана опустился на 120—150 *м*, менялись условия седиментации на шельфе и склоне (рис. 38, *А*, *Б*, *В*), условия поставки терригенного материала в пелагиаль. Эти три явления, разорванные в пространстве (более широкое развитие айсберговых осадков при похолоданиях, рост интенсивности циркуляции и снижение уровня океана), обычно синхронны, их изучение дает важнейшие данные для понимания истории седиментации.

На основании распределения прослоев грубозернистого материала, появления ледниковой *поверхности зерен*, фауны *фораминифер*, а также датировки колонок иониевым и палеомагнитным методами удалось восстановить историю оледенения Восточной Антарктики (Лисицын, 1960, 1961а, б), а также моря Уэдделла (Anderson, 1972). Оказалось, что оледенение здесь началось ранее, чем 5,7 млн. лет назад (по данным бурения — 10—15 млн. лет назад!).

Выявлено несколько этапов похолодания и потепления. Первое из крупных похолоданий имело место около 5,7 млн. лет назад, оно сменилось потеплением в период от 2,8 до 2,43 млн. лет, когда условия были более теплыми, чем современные.

Новое похолодание имело место в интервале 2,43—1,9 млн. лет.

Сильное потепление с повышением температуры вод до +12 °С (современная температура от +2 до −1 °С) было 0,1—0,07 млн. лет назад.

Последняя стадия похолодания включала три этапа потеплений — 39, 31 и 25 тыс. лет назад. Последнее потепление, продолжающееся и сейчас, наступило в море Уэдделла 5 тыс. лет назад.

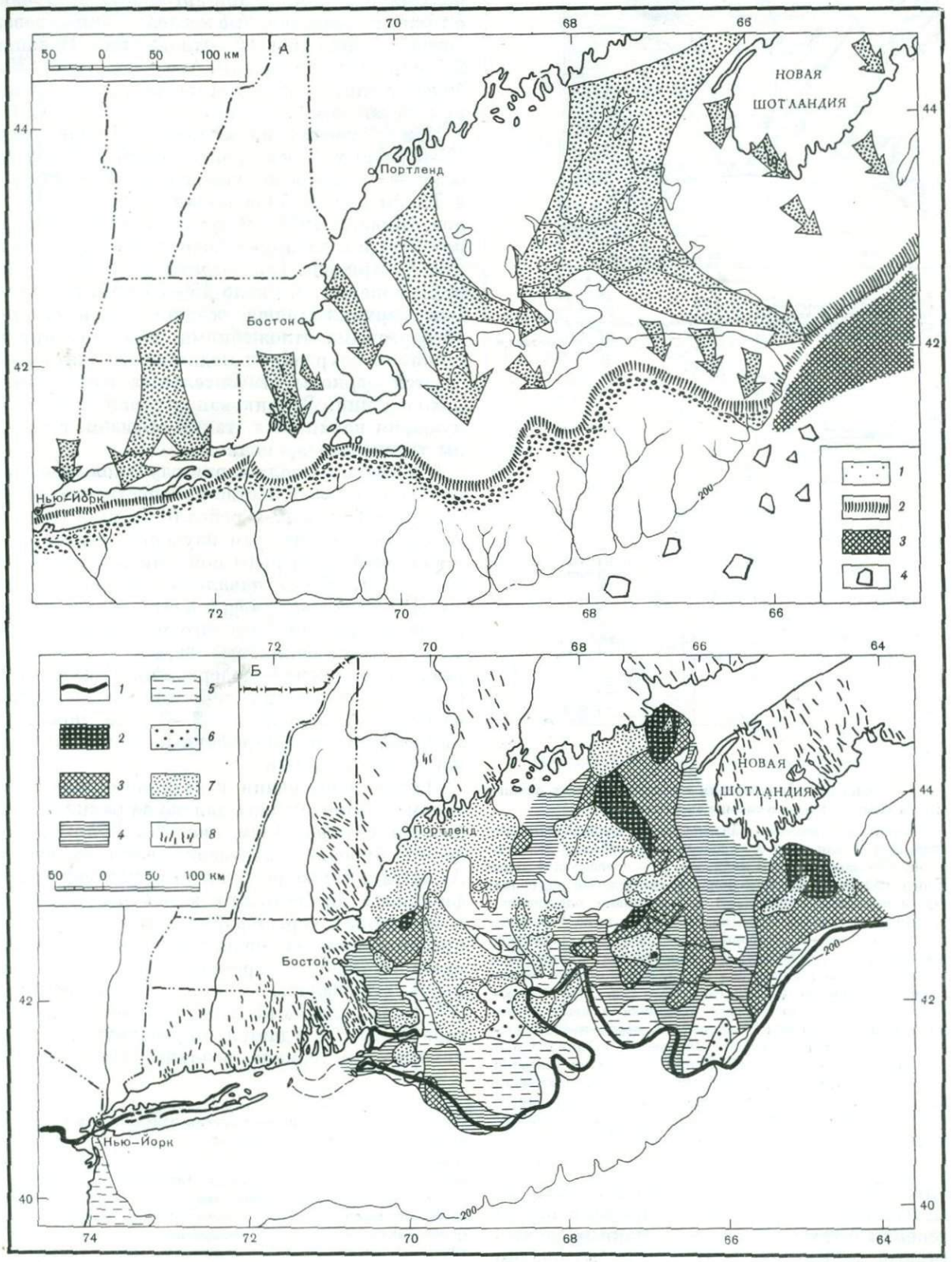
Другие определения начала оледенения Антарктиды — 3,35 млн. лет (Koster, 1966), более

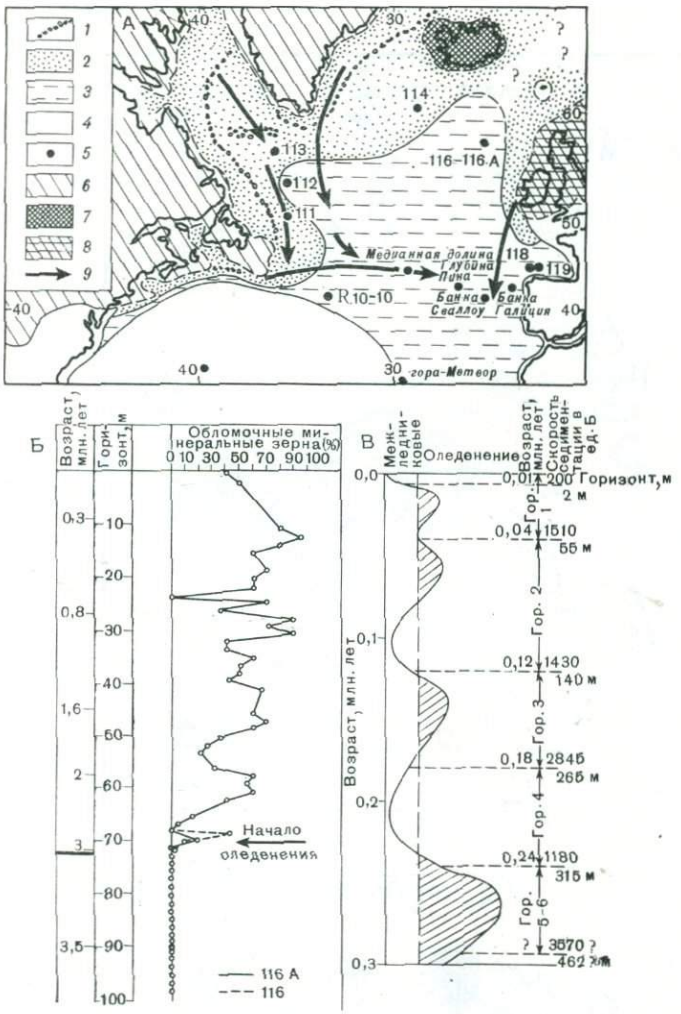
▶

Р и с. 36. История осадконакопления на атлантическом шельфе США и Канады в связи с оледенениями (Schlee, Pratt, 1970)

А — крайняя граница распространения ледников на шельфе и основные направления их движения (показано стрелками). Максимальное оледенение — уровень океана на 120 *м* ниже современного: *1* — современная суша; *2* — южная граница распространения ледника на шельфе с конечной мореной и системой палеорек перед фронтом ледника; *3* — область паковых льдов и айсбергов; *4* — разрозненные айсберги.

Б — распределение донных осадков на шельфе: *1* — крайняя южная граница массового распространения грубообломочного материала на шельфе; *2* — валуны и крупная галька; *3* — галька и гравий, 32—16 *мм*; *4* — то же, 16—8 *мм*; *5* — то же, 8—4 *мм*; *6* — то же, меньше 4 *мм*; *7* — области отсутствия гальки и гравия; *8* — направление ледниковой штриховки на суше. Основные изобаты в океане даны в метрах


А
50 0 50 100 км
70
68
66
44
42
НОВАЯ
ШОТЛАНДИЯ
Портленд
Бостон
Нью-Йорк
200
1
2
3
4
72
70
68
66
Б
1
2
3
4
5
6
7
8
50 0 50 100 км
72
70
68
66
64
НОВАЯ
ШОТЛАНДИЯ
Портленд
Бостон
Нью-Йорк
200
44
42
40
74
72
70
68
66
64



Р и с. 37. История осадконакопления в северных частях Атлантического и Тихого океанов в связи с оледенениями

А — признаки кайнозойского оледенения Северной Атлантики для последних 3 млн. лет: *1* — современная граница льдов и айсбергов; *2* — паковые льды кайнозоя; *3* — дрейфующие льды и айсберги кайнозойские; *4* — области, где ледовый материал в кернах и колонках отсутствует; *5* — признаки оледенения, установленные в кернах бурения, колонках и на вершинах подводных гор. *Главные ледосборные провинции*: *6* — Лабрадора и Гренландии; *7* — Исландии; *8* — европейская; цифрами на суше показан возраст оледенения в млн. лет; *9* — пути миграции ледового материала (Initial Reports..., Leg. XI). *Б* — содержание грубозернистого ледового материала в керне бурения из Северной Атлантики (минеральные зерна после обработки осадка соляной кислотой). Положение станций 116 и 116А см. на *А*. *В* — завершающий этап оледенения северной части Тихого океана (0 —0,3 млн. лет назад). Заштрихованы участки, отвечающие похолоданиям. Ст. 180 глубоководного океанского бурения, залив Аляска, гор. 0,462 *м*, положение см. на рис. 35, *Д* (Initial Reports..., Leg. XVIII)

24 млн. (Opdyke a. o., 1966), более 5 млн. лет назад (Goodell a. o., 1968), т. е. возраст начала оледенения Антарктиды по всем данным не четвертичный, а неогеновый. Идея о кайнозойском (а не четвертичном!) оледенении находит подтверждение и при исследованиях в северном полушарии. Так, калий-аргоновые датировки, а также палеомагнитные исследования показали возраст ледниковых отложений Исландии 2,5 млн. лет (McDougall, Wensink, 1966). Наиболее убедительные данные получены, однако, при океанском бурении.

При бурении на «Гломар Челленджере» (35-й рейс) удалось пройти всю толщу ледовых осадков южного полушария в море Росса и в Тихом океане близ пролива Дрейка (Богданов, Живаго, 1974). Результаты обработки кернов бурения датируют возраст начала оледенения Антарктиды как поздний олигоцен — нижний миоцен, т. е. около 15—25 млн. лет назад. Вся верхняя толща осадков здесь сложена айсберговыми отложениями, при этом при постоянном сохранении ледникового щита выявляются периоды относительных потеплений и похолоданий. Ледниковая история южного полушария начинается, таким образом, с середины третичного времени.

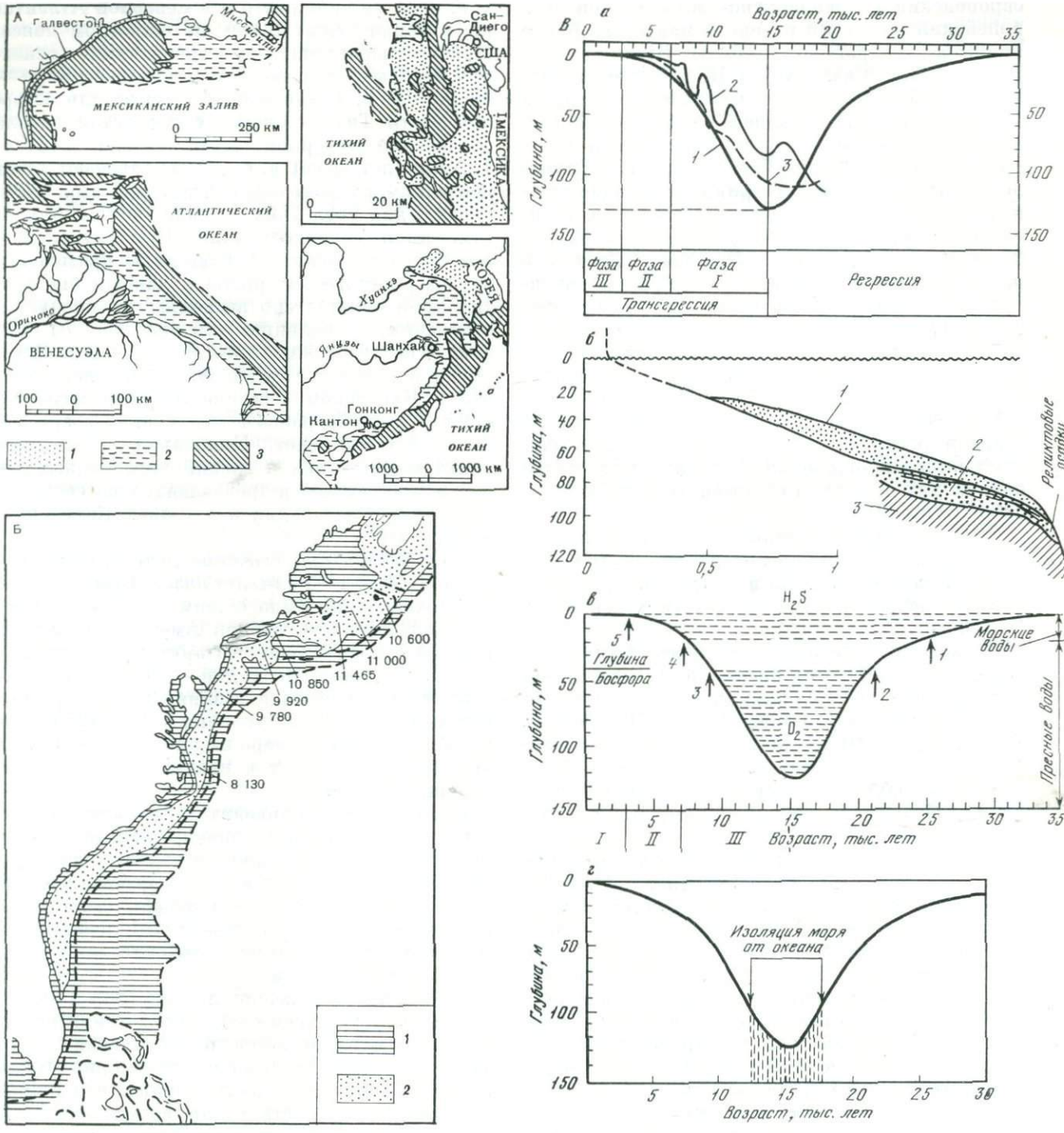
И в северном полушарии глубоководное бурение дало доказательство древности начала оледенения. Так, в 12-м рейсе бурения в Северной Атлантике, по данным изучения кернов, было установлено, что льды появились около 3 млн. лет назад, когда началось оледенение суши (Initial Reports..., Leg. XII). Это отмечается по появлению айсбергового материала (грубых обломков и ледниковых зерен) в кернах, по резкому снижению содержания $CaCO_3$, росту скорости отложения терригенного материала на больших площадях в 2—3 раза, появлению микрофлоры и микрофауны, свидетельствующих о похолодании.

Начало оледенения в северном полушарии, таким образом, уходит далеко за рамки привычные представлений (см. рис. 38). Данные, полученные бурением, подтверждаются в Северной Атлантике также результатами изучения специфического айсбергового каменного материала с подводных гор. Крайние границы его распространения на подводных горах отвечают крайним южным границам распространения льдов. Оказалось, что льды проникали до 30° ю. ш. (ледовый материал обнаружен на горе Метеор). Удается определить два типа каменного материала, различного по составу,—

▶

Р и с. 38. Геологические последствия изменения уровня океанов во время четвертичного оледенения

А — распределение реликтовых осадков — индикаторов понижения уровня океана на шельфах Мира (Emery, 1970): *1* — области современного отложения песков; *2* — области современного отложения алевритов и пелитов; *3* — реликтовые осадки (ранний постплейстоцен и более древние). *Б* — то же, на атлантическом шельфе США по 1600 станциям (Emery, 1966): *1* — области современного осадконакопления; *2* — области реликтовых осадков; цифрами показан возраст по C^{14}. *В* — понижение



уровня Мирового океана во время четвертичного оледенения, возникновение реликтовых осадков на шельфе и нарушение связей морей с океаном: *а* — изменение уровня океана (*1*) для последних 35 тыс. лет (Milliman, Emery, 1968). Флуктуация уровня в период трансгрессии (*2*) по Карри (Curray, 1961, 1965), изменение уровня Берингова моря по разным источникам (*3*); *б* — трансгрессивное залегание линзы современных отложений шельфов (*1*) на отложениях последней стадии оледенения (*2*) и коренных породах (*3*), снижение уровня океана на 100—120 *м* (Curray, 1963); *в* — изменение условий седиментации в Черном море из-за нарушения его связи с океаном через Босфор (Ross, Degens, 1974); этапы истории даны на рис. 38, *В*, *а*: *1* — ограничение поступления соленых вод из-за осушки Босфора; *2* — изоляция Черного моря от Мирового океана, наступление кислородной стадии; *3* — начало поступления соленых морских вод; *4* — образование сапропелевого слоя; *5* — внедрение кокколитов в Черное море; I, II, III — фазы трансгрессии; *г* — нарушение связи Красного моря с океаном при снижении уровня океана на 100 *м* (13 500—18 000 лет назад), сильное осолонение, гибель фауны (Ross, 1971)

европейский и гренландско-лабрадорский. Европейский каменный материал найден на банке Галиция, в районе глубины Пика, а также на банке Сваллоу, на Иберийском плато, в области Срединно-Атлантического хребта (на 45° с. ш.). В западной части океана господствовал каменный и грубозернистый материал, характерный для Гренландии, Ньюфаундленда и Северной Америки. Он проникал и далеко на восток, в частности обломки гренландско-лабрадорского состава достигали глубины Пика (недалеко от Испании). Данные о распространении каменного материала совпадают с появлением в колонках типичных айсберговых осадков, аналогичных современным антарктическим, а также с появлением прослоев, обогащенных холодноводными диатомовыми.

Многочисленные прослои грубозернистого материала ледового и айсбергового генезиса многими авторами ошибочно объяснялись для этого района как материал отложенный суспензионными потоками.

Итак, крайние границы океанского оледенения в Атлантическом океане достигали 30° с. ш., местами льды проникали и до тропиков; возраст начала оледенения уверенно датируется более 3 млн. лет.

О масштабах ледового седиментогенеза в северной части Тихого океана и в Беринговом море можно судить по длинным колонкам (Kent a. o., 1971; Conolly, Ewing, 1965, 1970; Denton, Armstrong, 1969), а также по кернам океанского бурения (Initial Reports..., 1969—1976) и данным изучения древнего каменного материала с подводных гор (Лисицын, Чернышева, 1970).

В северной части Тихого океана в керне ст. 178 (18-й рейс глубоководного бурения) определено содержание грубозернистого (крупнее 0,2 *мм*) материала, отдельно изучалось содержание гравийных частиц. Оказалось, что распределение частиц песка с ледниковой поверхностью и гравия по вертикали меняется симбатно, что и естественно, имея в виду широкий гранулометрический спектр исходного моренного материала. Минеральный и петрографический составы песчаного материала и гравия соответствуют питающей (в то время ледосборной) провинции о. Кадьяк и залива Аляска.

Время появления льдов и айсбергов определяется здесь приблизительно в 1 млн. лет назад; последний максимум оледенения имел здесь место 0,2—0,4 млн. лет назад. При бурении в Беринговом море (19-й рейс глубоководного бурения) галька, гравий и даже валуны были получены практически во всех кернах. Установлено, что льды появились здесь в плиоцене, т. е. в то же время, что и в Северной Атлантике, которая лежит в том же широтном поясе. Максимальная мощность четвертичных, в основном ледовых, отложений в Беринговом море составляет около 400 *м*. По-видимому, данные для северной части Тихого океана с возрастом начала оледенения северной части океана в 1,0—1,2 млн. лет (Kent a. o., 1971) отвечают лишь последним стадиям ледовой истории этой части океана; для последних 1,2 млн. лет на Аляске отмечается 11 похолоданий. При глубоководном бурении в заливе Аляска по распределению грубозернистого материала и данным биостратиграфии обнаружено несколько похолоданий, отмеченных в колонках (см. рис. 37, *В*). Ранние исследования длинных колонок из Центральной Арктики (Mullen a. o., 1972) показали, что в Канадском бассейне ледовый материал широко распространен в отложениях возрастом более 3,5 млн. лет. Наибольшим развитием пользуются гальки и гравий карбонатных пород и песчаников, встречающихся на северном побережье Гренландии и островах Канадского архипелага.

Для Антарктиды особенно интенсивным оледенение было 4—5 млн. лет назад. По-видимому, это похолодание было общим для всей Земли, хотя оледенение Северной Америки и Европы началось позже, чем Антарктиды, а именно 3 млн. лет назад (Исландии—2,5 млн. лет), что, естественно, учитывая разницу в их широтном положении. Ледовые условия в Арктике сохранялись по крайней мере на протяжении последних 10—15 млн. лет в пределах современных границ оледенения.

Все сказанное приводит к заключению, что современное распространение ледового седиментогенеза — это лишь незначительные реликты былого очень широкого развития в конце кайнозоя, когда его площадь была в несколько раз больше современной и ледовый тип седиментогенеза занимал особенно важное место в истории Земли.

Этап развития океанов до кайнозоя характеризуется отсутствием следов оледенения на материках, оно встречается только в связи с Гондваной в позднем палеозое и в докембрии (Чумаков, 1975). Это не значит, однако, что климатическая зональность в это время отсутствовала. Очевидно, в это время суша в полярных районах отсутствовала, но океанское оледенение приполярных областей было всегда, оно только менялось по площади в соответствии с флуктуациями климата, так же как смещалась и вертикальная поясность в областях горных оледенений. Ледовая седиментация, таким образом, очень древняя, что подтверждается в частности, изучением нижнепермских отложений Яно-Колымской области. Для них уве

ренно устанавливается ледовый морской генезис (Эпштейн, 1973). Общая площадь этих отложений 0,4—1 млн. км². Работами последних лет показано, что ледовые морские и айсберговые отложения только сейчас начинают выявляться в разрезах прошлого.

Сказанное показывает, что ледовые и айсберговые отложения являются порождением климата, они связаны с современным и древним оледенениями полярных областей. В этих областях ледовый материал — обычно единственный вид осадочного материала.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПРОВИНЦИИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

ПЕСЧАНЫЙ МАТЕРИАЛ

Минералогический состав песков в береговой зоне и на шельфе обычно тесно связан с местными условиями, и многие исследователи упускают более общие факторы, определяющие комплексы минералов. Для песков, так же как и для крупных и мелких алевритов, основной процесс подготовки и селекции минералов происходит в питающих провинциях суши, в корах выветривания. Дальнейшее их преобразование идет на путях переноса и в береговой зоне, в области волнового поля. Процессы дифференциации обломочных минералов сменяются процессами смешения, однако при рассмотрении минералогии песков в широком масштабе (то с большей, то с меньшей четкостью) можно видеть и влияние климатической зональности, проявляющейся через зональность кор выветривания. Чем дальше заходят процессы химического выветривания, тем больше потерь в комплексе обломочных минералов, тем большая их часть переходит в глинистые минералы.

Устойчивость различных минералов в зоне выветривания может меняться в широких пределах в зависимости от местных особенностей, однако в общем она тем ниже, чем раньше минерал образуется при кристаллизации (в ряду Боуэна), т. е. оливин менее стоек к выветриванию, чем пироксен и чем амфиболы; то же и в ряду лейкократовых минералов. Сравнительные скорости выветривания различных тяжелых минералов по отношению к циркону — наиболее стойкому и распространенному минералу тяжелой фракции — даны Л. Дриден и К. Дриден (Dryden, Dryden, 1948):

Циркон	100	Кианит	7
Турмалин	80	Роговая обманка	5
Силлиманит	40	Ставролит	3
Монацит	40	Гранат	1
Хлоритоид	20	Гиперстен	1

От полюсов к экватору набор кластических минералов, поставляемых с суши, сильно сокращается за счет разрушения и выпадения из набора нестойких минералов. В ледовых зонах сохраняются практически все минералы, в экваториальной гумидной — лишь ничтожная их часть. Одновременно с кластическими минералами меняется также и комплекс глинистых минералов, возникающих за счет разрушения кластических.

Зональность минерального состава песков выявляется, в частности, по зональности размещения россыпных месторождений. Для образования естественных концентратов минералов россыпей необходимо отделить легкие разбавляющие минералы от полезных тяжелых (циркон, ильменит, рутил и др.). Для образования россыпей необходима дезинтеграция коренных пород до размеров слагающих их зерен, которая идет под влиянием выветривания. При слабом выветривании значительная часть зерен минералов оказывается в обломках пород, что затрудняет образование россыпей. Далее смешанный дезинтегрированный материал на путях транспортировки в реках и в береговой зоне разделяется по удельному весу (под влиянием сил потока или волнового воздействия), что способствует отделению тяжелых минералов от огромной массы разбавляющих их легких.

Процесс дифференциации минералов значительно полнее, когда легкие минералы почти полностью «уничтожаются», т. е. переходят в глинистые и в растворы уже на месте разрушения породы при химическом выветривании. В экваториальной зоне в глины переходят не только легкие минералы (кроме кварца), но и значительная часть малоценных и распространенных тяжелых минералов-разбавителей (роговая обманка, пироксены и др.). Здесь в область сортировки поступает очищенный от нестойких минералов материал. Сочетание соответствующих питающих пород в водосборе (т. е. пород, содержащих россыпные минералы), глубокое химическое их выветривание и значительный смыв, а также достаточная динамическая активность в береговой зоне и есть необходимые условия для образования россыпей.

Для морей Юго-Восточной Азии характерно сочетание колоссального смыва осадочного материала (1/3 мирового) сильного развития кор выветривания экваториального типа и разнообразия горных пород, содержащих россыпные минералы. Здесь «мировой полюс» развития хи-

мического выветривания совпадает с «мировым полюсом» смыва. Это и приводит к возникновению «мирового центра» россыпных месторождений (Малакка, Таиланд, Тайвань, Индонезия, Бенгальский залив).

В ряде мест развитие процесса ограничивается исходными породами — особенно в бедных минеральных комплексах андезитовой и базальтовой мегапровинций. Наконец, в аридной и умеренных гумидных, а также в ледовых областях глубокая дифференциация невозможна из-за слабого развития или отсутствия химического выветривания, а также из-за невысокого смыва. Здесь образуются лишь небольшие россыпи. Образование их идет за счет разделения материала по удельному весу, чему способствует высокая динамическая активность прибрежных участков этих зон.

При движении от полюсов к экватору в областях с вялым тектоническим режимом происходит закономерная смена минералогических типов песков: полимиктовых (с содержанием кварца меньше 50%) на мезомиктовые (50—70%), олигомиктовые (75—90%) и, наконец, на мономинеральные кварцевые (больше 90%). Одновременно меняется содержание обломков пород, а также полевых шпатов. Выделяют широко распространенные граувакки (обломки пород 10—75%) и аркозы (обломки пород меньше 10%), а также лититы, состоящие почти целиком из обломков пород (Страхов, 1960; Шутов, 1973). В местах с активным тектоническим режимом эта постепенная смена искажается; так, начинает влиять и вещественный состав пород водосбора, но эти изменения лишь осложняют общую закономерную картину.

Царством песков обычно является береговая зона — наиболее динамически напряженная область Мирового океана. Именно здесь гасится основная энергия океана, включая ветровые волны, приливо-отливные колебания, течения. В значительной своей части энергия тратится на перемещение, сортировку и истирание осадочного материала, а также на подготовку новых его порций путем абразии. В этой зоне идет как центростремительное, так и вдольбереговое перемещение наносов. Динамическая ситуация в прибрежной зоне предопределяет размещение близ уреза воды наиболее крупных фракций осадочного материала — гравийно-галечной и песчаной. В тех случаях, когда из водосбора приносится только пелитовый материал, при слабом динамическом воздействии в этой области размещаются и пелиты (экваториальный пояс штилей).

Основная часть песчаного материала переносится во время штормов во взвешенном состоянии, более тонкая взвесь постепенно уходит на глубины шельфа и на материковый склон. Особенно сильно взмучиваются пески у уреза воды и на вершинах подводных валов. Насыщенная песком вода переносится вдоль берега, если волны подходят к нему под острым углом. Образуется вдольбереговой поток наносов, где скорость перемещения частиц составляет около 0,7 от скорости вдольберегового течения (Лонгинов, 1973). За время одного шторма песчаные наносы могут проходить расстояния в десятки километров. После шторма их движение обычно прекращается, а нередко сменяется на обратное. Если рассматривать многолетнюю картину миграции песчаных наносов, то в соответствии с розой ветров происходит их прерывисто-непрерывное перемещение с образованием дискретного во времени вдольберегового потока наносов. Наряду с волновым режимом в ряде мест существенное значение приобретают течения, подходящие к берегу, а также приливы и отливы. Сочетание волнового режима и наносов определяет развитие аккумулятивных или абразионных берегов (Аксенов, 1965).

Терригенный песчаный материал во всех зонах, кроме ледовых, сосредоточен по периферии океанов, в прибрежных областях шельфов. В виде отдельных пятен он встречается и близ островов. В пелагических частях океанов песчаный терригенный материал редок, распространенные здесь зерна песчаной размерности принадлежат к биогенному материалу (фораминиферы, радиолярии и др.), а также к вулканогенному, а местами и к аутигенному (филлипсит и др.). Только в ледовых зонах в пелагических осадках содержание песчаных частиц значительно, они рассеяны в Арктике и в Антарктике на удалении до 1000 *км* от суши.

Минералогические провинции песков, как это можно видеть на примере Берингова моря (Лисицын, 1966а), моря Тимор (Van Andel, Veevers, 1967), Мексиканского залива (Van Andel, 1960) и района Ориноко (Nota, 1958; Koldewijn, 1958; Van Andel, 1967), отличаются большой пестротой и контрастностью (см. рис. 31,*3*), однако при их сопоставлении ясно проступают и зональные черты: в пелагическом направлении провинции как бы исчезают, песчаные зерна становятся редкими и проследить их за пределами шельфов в осадках океанов обычно не удается. При рассмотрении петрографии и минералогии в масштабах океанов прижатые к берегам и узкие провинции песков почти не улавливаются, настолько мала их протяженность.

Среди новых исследований по минералогии песчаной фракции привлекают к себе внимание два их направления.

Первое из них связано с выявлением на шельфах океанов и морей обширных выходов на по-

верхность дна древних реликтовых песков, отвечающих более низкому уровню моря в ледниковое время. Второе касается обнаружения особых комплексов песчаных зерен в рифтовых зонах срединных хребтов (эдафогенных).

Реликтовые пески были обнаружены на шельфе Северной Америки и Канады, а затем было установлено их почти повсеместное распространение также и на шельфах Южной Америки, Азии и Австралии (Emery, 1966a, в; Van Andel, 1967) (см. рис. 38, *А*). Они занимают около 50—70% всей площади песков шельфов Мира и характерны для многих шельфов, но только тщательное минералогическое и микропалеонтологическое исследование в сочетании с датировками по C^{14} дает основания для надежного их выявления. Осадки ледникового времени (и более древние) могут обнажаться на поверхности только там, где современное осадконакопление отсутствует. Широкое развитие реликтовых песков оказывается в противоречии с распространенным среди геологов убеждением, что максимальные скорости седиментации приходятся на области шельфа. Мы уже видели, что последняя точка зрения в ряде случаев оказывается неверной. Даже в областях со значительной поставкой осадочного материала, в местах с резким перегибом (бровка), современные осадки почти не накапливаются. Отдельные зоны реликтовых песков связываются в уровни, определяемые эвстатическим понижением океана в периоды оледенений.

Сравнительно небольшим распространением на дне океанов пользуются осадки, образовавшиеся под водой за счет разрушения твердых пород дна,— эдафогенные (Петелин, 1971). Их возникновение связано с подводным выветриванием, размывом глубинными течениями, а также с тектоническими факторами: дроблением в рифтовых зонах срединных хребтов, осыпанием материала со склонов ущелий при тектонических подвижках. Состав минералов эдафогенных отложений определяется составом коренных пород дна — обычно базальтов и ультраосновных пород. Минеральные зерна в осадках встречаются вместе с щебнем, валунами, а также с более мелкими продуктами дробления и подводного выветривания пород. Среди крупнейших рифтовых ущелий, особенно детально изученных за последние годы, следует указать впадины Хесса и Романш.

Впадина Хесса (близ Галапагосских островов) детально изучена в 1972 г. в 8-м рейсе нис «Дмитрий Менделеев» (Лисицын, 1973). Максимальная ее глубина 5272 *м*, ширина ущелья в пределах изобаты 4000 *м* составляет всего 7—10 *км*. Со дна и нижней части склонов впадины удалось получить десятки проб рифтогенных осадков с характерным комплексом минералов, отвечающих габбро-базальтам, а местами с большим количеством серпентина. К минеральным зернам и обломкам дробления пород (на дне впадины широко развиты тектонические брекчии, милониты) добавляются обычно минералы нормального океанского седиментогенеза — тонкие терригенные, а также биогенные.

На склонах впадины, а также в обломках и минеральных зернах отмечены оруденение (сульфидное, кварцево-сульфидное, кварцево-цеолитовое и цеолитовое) и метаморфизация. Часть отложений на дне подвергалась гидротермальным изменениям и замещению. Осадки окрашены в яркие необычные тона: красный, малиновый, синий, зеленый.

В сходных геолого-тектонических условиях расположена впадина Романш в экваториальной зоне Атлантического океана. Здесь с глубин до 7300 *м* были получены пробы бескарбонатных и обломочно-глинистых рифтогенных отложений (Mellis, 1958; Богданов и др., 1967а). В отличие от впадины Хесса здесь найдены не только габбро и базальты, но и ультраосновные породы (Богданов, Плошко, 1967). В легкой подфракции преобладают обломки пород и плагиоклазы, в подчиненных количествах — кварц, серпентин, карбонатные и кремнистые остатки организмов; в тяжелой — преобладают оливин, ромбические пироксены, в подчиненных количествах встречены моноклинные пироксены, амфиболы, эпидот, весьма характерна шпинель, обильны рудные минералы (хромит).

Комплексы песчано-алевритового материала были изучены и в других местах в рифтовых долинах Атлантического и Индийского океанов (Fox, Heezen, 1965; Siever, Kastner, 1967; Мурдмаа, 1968; Безруков и др., 1972). По минеральным ассоциациям выделяют три комплекса: серпентинитовый (гипербазитовый), вулканогенный (базальтовый) и зеленокаменный. Для первого типичны минералы-индикаторы — энстатит, диопсид, оливин, тремолит, шпинель, хромит, гранат; для второго — оливин, авгит, магнетит; для третьего — амфибол, магнетит, эпидот. Характерно полное отсутствие кварца, преобладание серпентина, хлорита, талька в первом комплексе, вулканического стекла и плагиоклаза — во втором и хлорита, альбита, кварца — в третьем (Мурдмаа, 1968; Мурдмаа, Прокопцев, 1968). Минералогические провинции рифтовых зон почти не связаны с минеральным составом суши, следов подводного выветривания зерен не обнаружено.

АЛЕВРИТОВЫЙ МАТЕРИАЛ

Алевритовая фракция (0,1—0,01 *мм*) намного более широко распространена в осадках, чем песчаная. Ее крупная часть (0,1—0,05 *мм*) наи-

более представительна с минералогической точки зрения. Поэтому большинство работ выполнено именно для этой фракции взвеси и осадков.

Распределение терригенных минералов в пределах океанов целесообразно проследить, сравнивая размещение различных минералов и парагенезов в разных климатических зонах океанов. Например, рационально сопоставить водосборы с докембрийскими комплексами пород в условиях южной ледовой (Антарктика), северной ледовой (Гренландия) и экваториальной (Африка, Индия) зон Атлантического и Индийского океанов, андезитовых и океанских базальтовых вулканогенных комплексов в умеренной гумидной, аридной и экваториальной зонах океанов и т. д. Во многом выбор примеров определяется и изученностью осадков.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Область питания Северного Ледовитого океана сосредоточена в Евразии, Северная Америка поставляет очень мало осадочного материала. Водосбор Евразии равняется 12,5 млн. $км^2$. Основное значение в поставке осадочного материала играют четыре реки (в млн. *т/год*): Индигирка — 13,7, Енисей — 13,2, Обь — 15,8 и Лена — 15,4. Из рек Америки наиболее важна Маккензи (15 млн. *т/год*).

Для минералогического комплекса Оби, размывающей в основном четвертичные отложения, характерны циркон, эпидот, амфиболы, черные рудные минералы (Белов, Лапина, 1961).

Для Енисея особенно типичны минералы траппов — пироксены составляют здесь до 70—80% от тяжелой фракции. Много пироксенов, а также амфиболов и эпидота во взвеси рек Хатанги и Пясины (рис. 39). Часть водосбора, дренируемая Енисеем, Хатангой, Пясиной, и в минералогическом отношении может быть охарактеризована как пироксеново-эпидотовая (присутствуют также рудные, гранат, амфиболы и др.).

Крупная питающая провинция выделяется от р. Анабары до р. Колымы. Петрографический комплекс пород включает осадочные метаморфические и изверженные. В речных взвесях и осадках превалируют амфиболы, гранат, сфен, циркон, эпидот, рудные (преобладает ильменит), иногда встречаются пироксены. В легкой подфракции отмечены кварц и полевые шпаты, среди глинистых минералов — гидрослюды.

Геологическое строение северо-восточной части Азии и Аляски сходно, близки и комплексы минералов, которые реки выносят отсюда в Арктический бассейн. Для Чаунско-Аляскинской питающей провинции (реки Чаун, Амгуэма, Юкон, часть материала которого выносится из Берингова моря в Чукотское) в составе речной взвеси преобладают моноклинные пироксены, эпидот, минералы титана, черные рудные, циркон, гранаты. Содержание амфиболов ниже, чем пироксенов.

Необычным минералогическим комплексом отличается провинция р. Маккензи и островов Канадского архипелага. В сложении водосборов провинции основное значение играют палеозойские известняки и песчаники, встречающиеся в грубообломочном материале Канадской котловины. Минералогический комплекс здесь характеризуется преобладанием доломита и обломков известняка, редко — эпидота, пироксенов, амфиболов, сфена, циркона, граната.

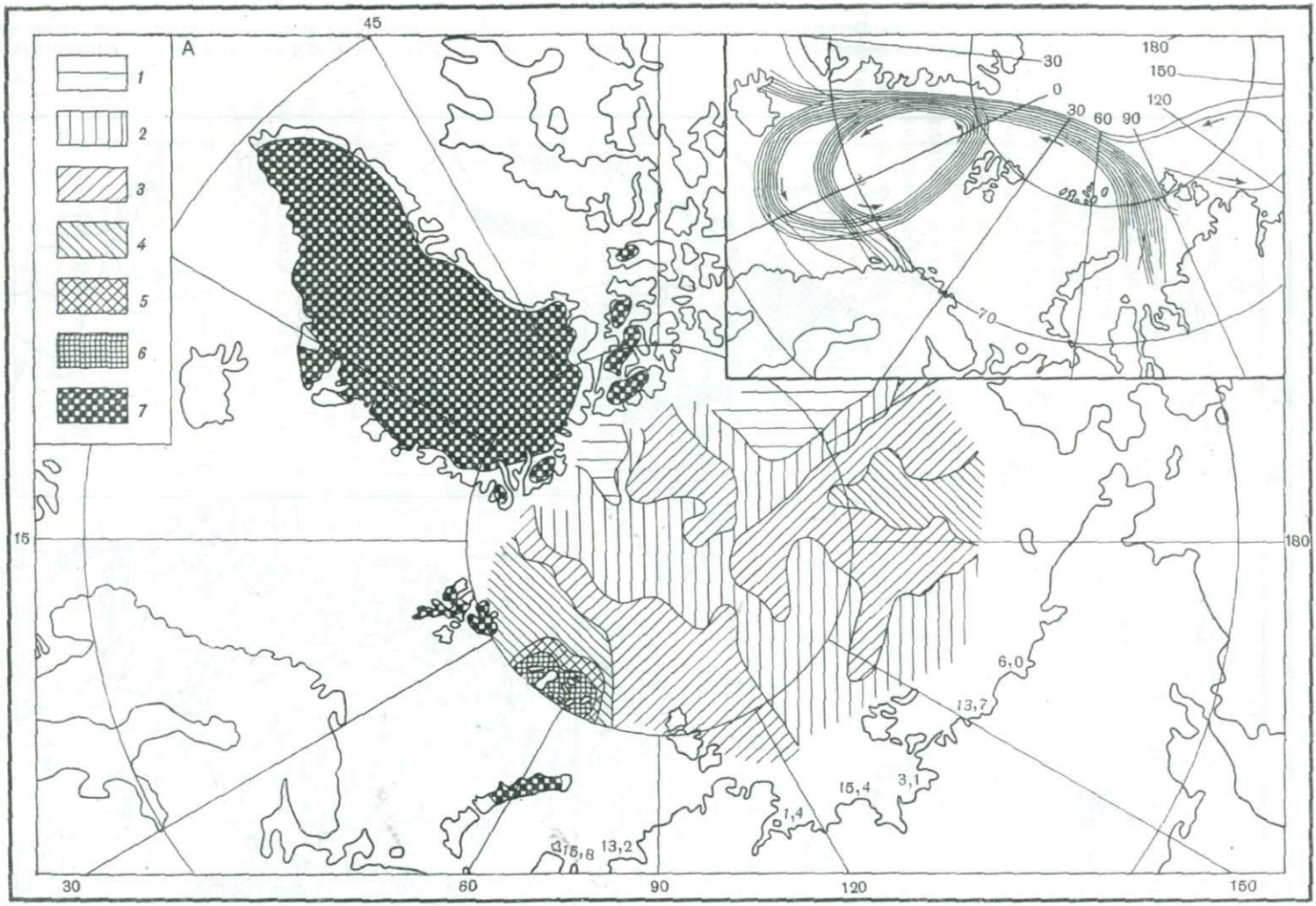
Докембрийская провинция северо-западного побережья Канады, западной части Канадского архипелага и Гренландии характеризуется преобладанием эпидота, рудных, хлорита, амфиболов, а также слюд — биотита и мусковита. Часть материала поставляется сюда айсбергами из Гренландии (площадь оледенения 1 800 тыс. $км^2$) и Канадского архипелага (площадь оледенения 154 тыс. $км^2$).

Схема терригенно-минералогических провинций донных осадков Арктики приведена на рис. 31, *А*, из которого видно, что наибольшее количество взвеси сбрасывается в Арктику из Анабарско-Колымской питающей провинции (44,7 млн. *т*). Эта же провинция находится в ключевом положении к системе течений Арктического бассейна. Здесь начинается трансарктический дрейф — от Колымы через Северный полюс в Гренландское море (см. рис. 39).

Амфиболово-эпидотовая Анабарско-Колымская провинция пересекает весь Полярный бассейн и достигает берегов Гренландии. Содержание амфиболов в устье Индигирки достигает 70% (Naugler a. o., 1974), эпидота — до 30%. В распространении минералов в Арктическом бассейне основную роль играют морские льды, пути движения которых трассируются в донных осадках породами и минералами. Генеральный перенос вод (а следовательно, и взвеси) совпадает в общем с дрейфом льдов. Эпидотово-амфиболовая провинция рассекает Арктику на две части, для которых типичны свои круговороты движения льдов,— Европейскую и Северо-Американскую.

Для Северо-Американской части характерно образование замкнутого круговорота у берегов Канады, совпадающего с доломитовым стоком р. Маккензи. Это находит четкое отражение на дне в образовании доломитовой провинции, характеризующейся широким распространением известнякового и доломитового материала.

Чаунско-Аляскинская питающая провинция (рудно-эпидотовая пироксеновая) в соответствии с переносом вод и льдов простирается



Р и с. 39. Минеральный состав тяжелой фракции Арктики, в % от осадков (*Белов*, *Лапина*, 1961)

А — пироксены: 1 — менее 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — от 20 до 30; *5* — от 30 до 50; *6* — более 50; *7* — области современного оледенения. Цифры — твердый сток рек, *млн. т* в год.

На врезке:
Траектории дрейфа буев и льдов в Арктическом *бассейне* (по В. Ю. Визе)

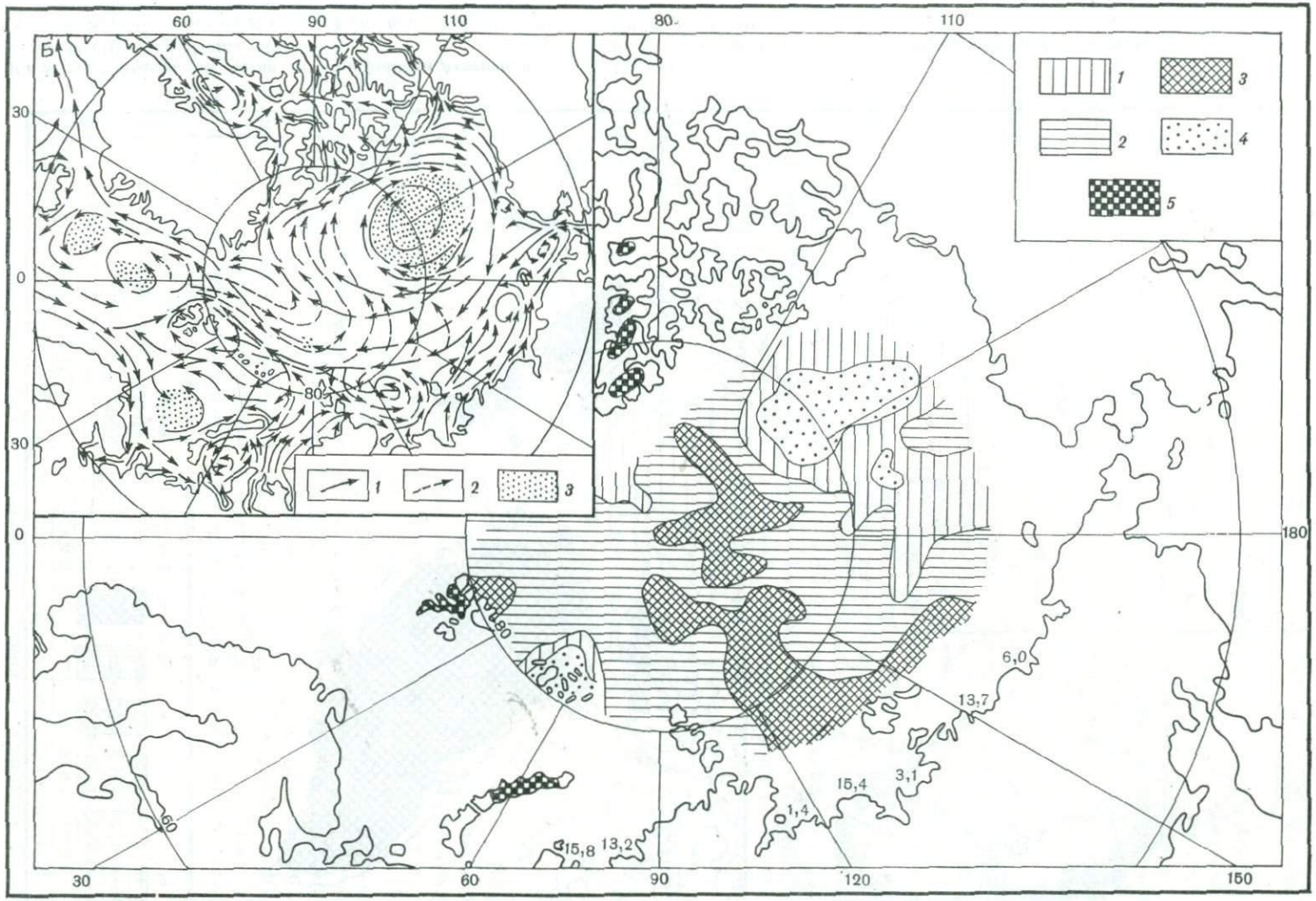


Рис. 39. (окончание)

Б — амфиболы: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — более 20; *5* — области современного оледенения.

На врезке:

Течения в Арктике (Океанографическая энциклопедия, 1974): *1* — поверхностные; *2* — подповерхностные; *3* — переменных направлений

далеко на север, достигая Северного полюса. Преобладают моноклинные пироксены (в среднем 21%), эпидот и цоизит (13,2%), рудные минералы (16,9%), главным образом ильменит.

В пределах материкового склона Чукотского моря выделяется область особенно высокого содержания рудных минералов (ильменита и магнетита), что позволяет выделить рудную подпровинцию (рудных до 63%). От берегов Гренландии одна часть материала этой провинции идет в Атлантический океан, другая — в соответствии с дрейфом льдов (см. рис. 39, *Б*) вновь возвращается в Полярный бассейн, поворачивая к Аляске и образуя выступ эпидотово-амфиболовой провинции.

Содержание амфиболов в осадках главной по поставке речного материала Анабарско-Колымской провинции в среднем 21%, максимально до 42%; эпидота и цоизита — около 14%, максимально до 27%. Для осадков моря Бофорта характерно особенно высокое содержание гранатов (12—18%), что дает возможность выделить специфическую гранатовую подпровинцию.

Хлоритоидная провинция занимает небольшую площадь у берегов Канадского архипелага. Содержание хлоритоидов — голубовато-серых и серовато-зеленых — в среднем 40%, максимально 64,6%. Кроме того, встречаются в количестве 5—20% моноклинные пироксены и обыкновенная роговая обманка. Хлоритоиды образуются в результате физического выветривания древних метаморфических пород Гренландии и Канадского архипелага. Они являются минералами-индикаторами для холодных частей умеренных зон, а для ледовых зон также и в пелитовых фракциях.

Формирование минералогических ассоциаций европейской части Арктического бассейна определяется стоком Енисейско-Хатангской питающей провинции. Этот материал распространяется далее вдоль берегов Европы до Гренландии, и только в отдельных местах выделяются небольшие подпровинции, связанные с влиянием местных источников сноса — островов: это пироксеновая подпровинция Земли Франца-Иосифа, пироксеново-амфиболовая Шпицбергена и пироксеновая северо-восточной Гренландии. Содержание пироксенов в подпровинции Земли Франца-Иосифа составляет обычно 42—85% (моноклинные пироксены). Других минералов мало — это роговая обманка (около 7%), черные рудные минералы (8,8%), гранат и эпидот (3—4%).

Подпровинция о. Шпицберген содержит гранат и эпидот в количестве около 20—25%; из других до 10—11% приходится на эпидот, в таких же количествах обнаружены черные рудные.

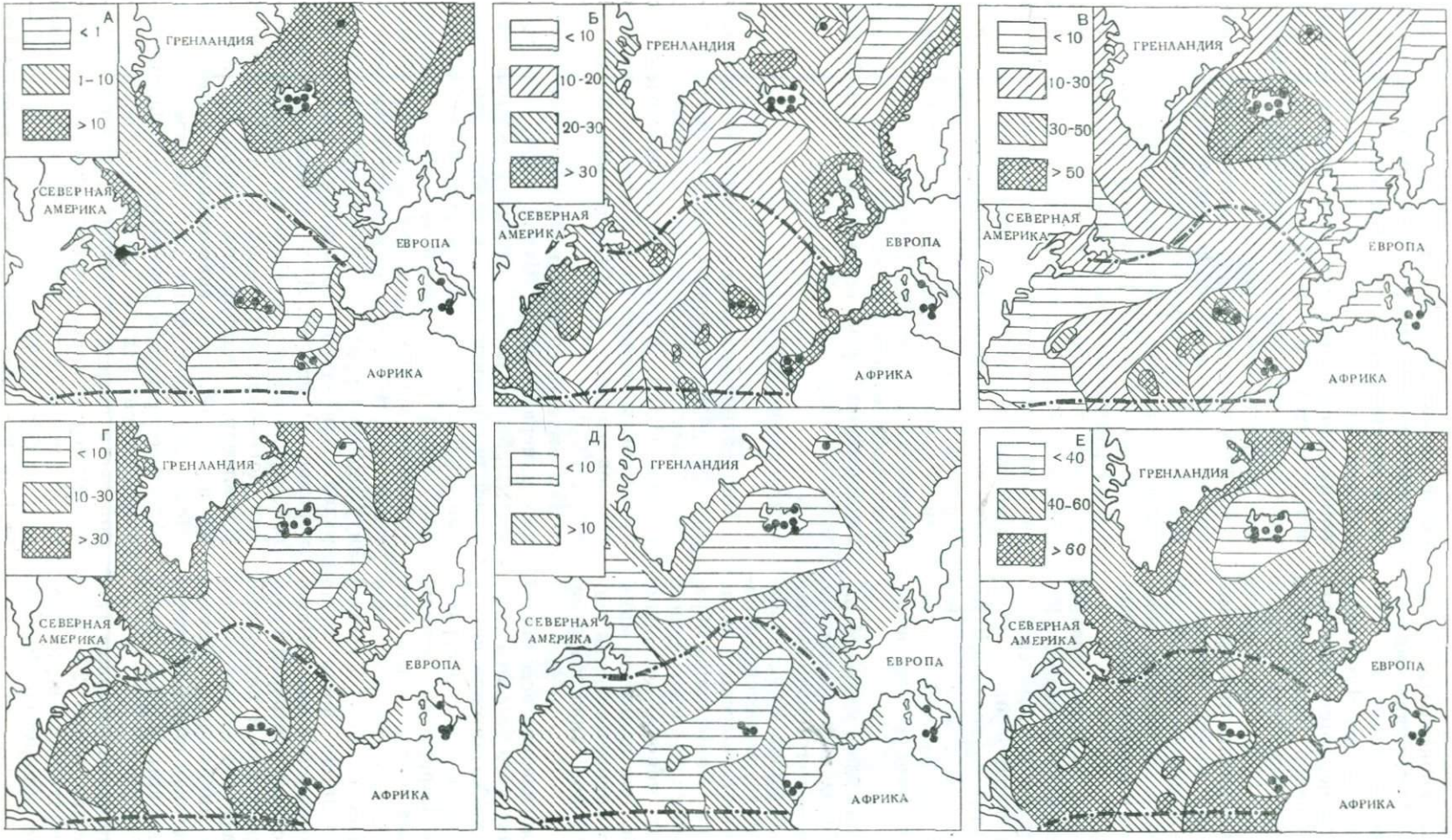
Из легких минералов в осадках Арктики наиболее характерны кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, слюды, редко встречаются глауконит, хлорит, цеолиты. Количество полевых шпатов и плагиоклазов очень значительно, что типично для минералогии ледовых зон,— местами до 30—40%. Как и в Антарктике, зерна их отличаются свежестью, выветрелые разности очень редки.

Среди минералов песчано-алевритовой фракции на шельфе и склоне Норвегии, как и в других областях распространения докембрия и холодного климата, наиболее распространены гранат (от 10 до 40%), роговая обманка (15—40%) и рудные минералы (от 2 до 20%, в отдельных пробах ильменита до 50—75%). Легкие минералы — кварц, плагиоклазы и калиевый полевой шпат — обычно хорошей сохранности (Holtedahl, 1955). Отчетливое сходство отмечено для минералогических провинций Северной Норвегии, Восточной Антарктиды, Гренландии — районов с близким составом питающих провинций и климатом. Интересно сопоставить комплексы минералов ледовой зоны Арктики с комплексом других климатических зон Атлантического океана.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Минералогическое исследование крупноалевритовой фракции донных осадков северной части Атлантического океана проведено С. К. Гиппом (1964). Выделение минералогических провинций на основе более 700 новых анализов осадков сделано А. В. Солдатовым (Солдатов и др., 1975).

Для выделения терригенных и вулканогенных минералов И. И. Шурко (1966, 1968) удалял карбонатную часть осадков соляной кислотой, что практиковалось и мной при изучении осадков Антарктики и Индийского океана (рис. 40, *А* — *Е*). Другие авторы не проводят отделения органогенной части осадка (Солдатов и др., 1975), что затрудняет количественную оценку терригенных и вулканогенных минералов. Наибольшие содержания тяжелых минералов (см. рис. 40, *А*) характерны для участков, прилегающих к областям развития древних докембрийских пород в холодных зонах (Гренландия, Скандинавия, Лабрадор), а также и для областей современного вулканизма (Исландия, Ян-Майен и др.). В ряде мест эти области обогащения тяжелыми минералами накладываются, как, например, в северо-западной части океана, в районе Исландии. К экватору содержание тяжелых минералов постепенно уменьшается: в северной части гумидной зоны их более 10%, в центральной и аридной — от 1 до 10%, близ экватора часто меньше 1%.



Р и с. 40. Распределение минералов алевритовой фракции (0,1—0,05 *мм*) в осадках Атлантического океана в % (Шурко, 1966, с дополнениями автора)

А — тяжелая фракция; *Б* — черные рудные минералы; *В* — авгит; *Г* — роговая обманка; *Д* — эпидот; *Е* — кварц. Точками показаны действующие вулканы, пунктир — границы климатических зон. Остальные обозначения даны на рисунке

В причинах такого явления помогает разобраться карта (рис. 40,*В*) распределения наиболее распространенного минерала тяжелой фракции — моноклинного пироксена. Общее убывание моноклинного пироксена прослеживается с севера (местами его более 50%) на юг (до менее 10% у берегов Америки и до 10—30% и меньше у берегов Северо-Западной Африки). Резкое обогащение (до 60—70%) близ Исландии связано с современным вулканизмом. Для северной части Атлантического океана обычны те же высокие концентрации моноклинных пироксенов, что и в Арктическом бассейне (30—50% и более в пироксеновых провинциях и 10—30% на преобладающей части дна бассейна).

В Южной Америке и в Африке размываются докембрийские породы и кислые интрузии, сходные с развитыми в Гренландии, Канаде или Скандинавии, однако «выход» пироксенов из них крайне незначителен, они вообще исчезают при выветривании пород и переходят в глинистые минералы.

Роговая обманка (рис. 40,*Г*) более устойчива к выветриванию, но и для нее с севера на юг можно отметить сужение зоны максимальных содержаний (более 30%). Подавляющая часть роговой обманки терригенная, в океанском вулканическом материале она встречается очень редко.

От полюсов к экватору отмечается увеличение вклада наиболее стойких минералов тяжелой подфракции, что можно видеть на примере черных рудных (рис. 40, *Б*). В северной части океана даже близ древних метаморфических толщ и интрузий их содержание составляет 10—20%, а в ряде случаев и меньше 10% (разбавление пироксенами и амфиболами), южнее характерны повышенные содержания 20—30%, а на шельфе Африки — даже 60%.

Представление о минералогическом составе этой зоны может быть получено из работы И. И. Шурко (1968), касающейся донных осадков Атлантического океана (рис. 41). Если следовать из полярных широт северного и южного полушарий к экватору, то в составе тяжелой фракции уменьшается содержание моноклинных пироксенов, роговой обманки, граната. Наоборот, количество черных рудных, циркона, турмалина и других стойких минералов возрастает.

Для легкой фракции характерен рост числа выветрелых зерен по направлению к экватору, а также выпадение из комплекса главной части плагиоклазов, калиевых полевых шпатов, слюд. В том же направлении заметно растет содержание кварца (за счет выпадения нестойких минералов). В экваториальной зоне зерна кварца обычно прозрачные, хотя в корах выветривания

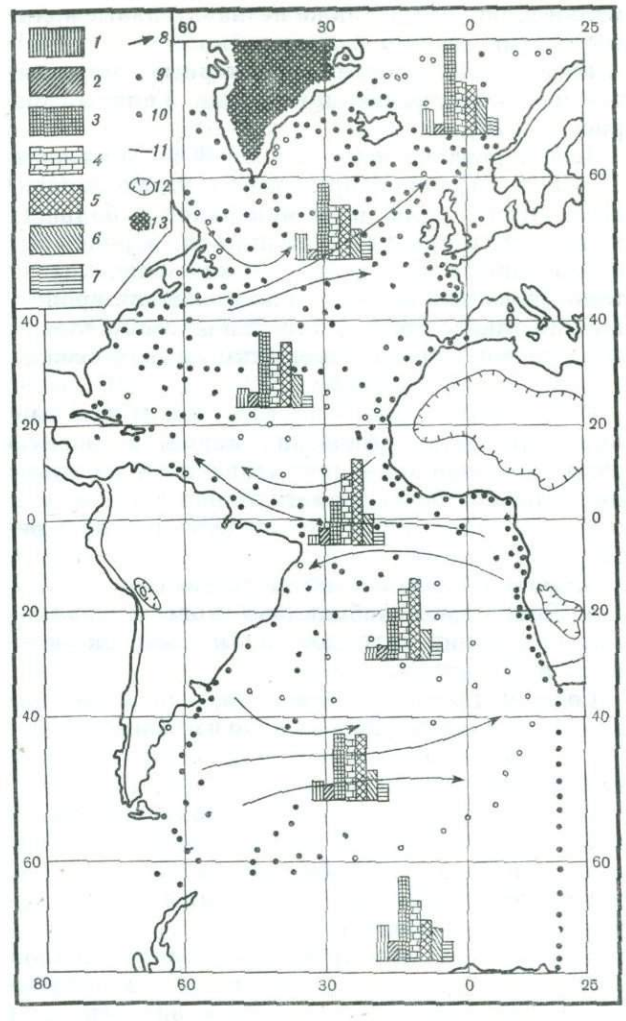


Рис. 41. Минералогические комплексы осадков Атлантического океана (Шурко, 1966)

1 — гранат; *2* — циркон; *3* — роговая обманка; *4* — авгит; *5* — черные рудные; *6* — эпидот; *7* — другие минералы. Прочие обозначения: *8* — направления основных течений на поверхности; *9,10* — изученные станции; *11* — границы водосбора океана; *12* — бессточные области; *13* — области современного оледенения

отмечается коррозия некоторых зерен этого минерала.

Для характеристики минералов экваториальной зоны показательны материалы Оринокской экспедиции (шельф Пария, Гвианы, устье р. Ориноко). Ориноко дренирует те же докембрийские породы, что распространены в Арктике, Антарктиде, Норвегии и Гренландии, но выветривание идет в экваториальных условиях.

Комплекс тяжелых минералов этого района включает циркон, турмалин, ставролит, гранат, рутил, анатаз, брукит, титанит, кианит, андалузит, т. е. наиболее стойкие минералы. В тяжелую фракцию входит и немного роговой об-

манки и эпидота, а также незначительные количества гиперстена.

Выделяются четыре характерные терригенно-минералогические провинции Гвианы (см. рис. 31, *Ж*).

1. Эпидот-амфиболовая (20—30% эпидота и 15—30% амфибола) прилегает к устью р. Ориноко. Кроме этих двух минералов в больших количествах присутствует циркон, в ряде мест образующий концентраты, а также минералы метаморфических пород (силлиманит, ставролит, кианит, андалузит). Сохранение амфиболов и эпидота связано с механическим смывом свежих пород в горных районах.

2. Ставролитовая — почти исключительно минералы метаморфических пород, в первую очередь ставролит,— протягивается на шельфе параллельно берегу на глубинах 65—95 *м* и отвечает выходами песков, отделенных от берега полосой илов.

3. Эпидот-амфибол-метаморфическая.

4. Эпидот-роговообманково-гиперстеновая.

Эти провинции тяготеют к выносам рек Эссекибо и Демерара.

Содержание гиперстена в последней провинции не превышает 10% (только в отдельных пробах). Содержание эпидота приблизительно одинаково (17—25%), роговой обманки 10—20%.

Во взвеси р. Ориноко преобладают эпидот и роговая обманка. В породах водосбора Гвианского щита много эпидота и роговых обманок, отсюда же происходят и минералы метаморфических пород. Появление гиперстена близ Эссекибо связывают с размывом вулканогенной толщи в бассейне этой реки, отсюда же поступают большие количества силлиманита (размыв гранито-гнейсов).

Имеются данные по минералогии участка шельфа от западной части п-ова Пария до о. Тринидад (Koldewijh, 1958) (см. рис. 31,*3*). Здесь установлена эпидот-амфибол-авгитовая провинция с содержанием эпидота 40—60%, связанная с питающей провинцией о. Тринидад. Еще дальше на запад находится смешанная провинция (вулканогенно-эпидот-амфибол-авгитовая).

Минералогическое районирование северной части Атлантического океана впервые позволило А. В. Солдатову (Солдатов и др., 1975) выделить 14 терригенно-вулканогенных провинций, а также большое число подпровинций (см. рис. 31). К ним необходимо еще добавить провинции южной части океана: южной оконечности Южной Америки, Южных Сандвичевых островов и моря Уэдделла (ледовая зона) — всего, таким образом, 17 крупных провинций.

Терригенные минералы в бо́льших или меньших количествах встречаются в осадках Атлантики повсеместно. По Срединно-Атлантическому хребту, провинция которого связана с породами океанской мегапровинции (талассогенная), океан делится на две минералогически различные части —восточную и западную. С севера (в восточной части) располагается Норвежская провинция, генетически связанная с докембрийскими породами Скандинавии. Сюда добавляется также и вулканогенный материал о. Ян-Майен, Фарерских островов, о. Исландии. Западно-Европейская провинция формируется из моренного материала, т. е. генетически связана с питающей провинцией Скандинавии. Об этом свидетельствует большая роль граната, стресс-минералов, ильменита и магнетита. Обе эти провинции гумидной зоны. Северо-Африканская провинция расположена в аридной зоне, большой вклад в ее формирование вносит эоловый материал, часть которого, как отмечалось выше, пересекает океан, а более крупные алевритовые и песчаные частицы осаждаются ближе к берегам этой провинции. Близ вулканических островов появляется вулканогенный материал.

Гвинейская провинция относится к экваториальной гумидной зоне, она описана выше. Южная провинция зоны — Капская — изучена слабо.

Провинции западной части океана почти симметричны провинциям восточной части. Две северные — Гренландская и Лабрадорская — формируются из докембрийских пород. Их комплекс почти не изменен выветриванием и зависит от соотношения разных типов горных пород в пределах ледо- или водосбора. Как и для побережий северной части Европы, здесь большое значение имеют продукты размыва моренного материала. Обширная Северо-Американская провинция принадлежит как к умеренной гумидной, так и (южная часть) к аридной зоне. С юга к ней примыкает Мало-Антильская вулканогенная провинция, для легкой фракции которой типично большое содержание полевых шпатов (см. рис. 22), а для тяжелой — рудных минералов, ромбических и моноклинных пироксенов.

Гвианская провинция с очень большим (до 5% и более) содержанием рудных — магнетита-ильменита и лимонита-гематита — формируется за счет стока Амазонки, Ориноко и других рек экваториальной зоны. В пределах этой большой провинции, характеризующейся в целом обогащением стойкими минералами, выделяются Амазонская, Оринокская и Тонкантинская (реликтовая) подпровинции.

Аргентинская провинция формируется за счет размыва траппов и стока рек Сан-Франциску и Парана. Из последней реки поступает К-полевой шпат, а также плагиоклазы (влияние вертикальной поясности —поступление свежего

материала с гор). Комплекс тяжелых минералов отвечает кислым интрузиям, а также метаморфическим породам.

Влияние вертикальной поясности с особой яркостью может быть продемонстрировано на примере бассейна Амазонки, верховья которой *располагаются в Андах, в области вечных снегов*, где породы почти не выветриваются. Попавшие отсюда в речную воду минералы частично достигают устья реки, смешиваясь с выветрелым материалом равнин экваториальной зоны. Материал из горных районов «проскакивает» через экваториальную зону и в небольших количествах достигает океана (Gibbs, 1967).

В пределах крупных провинций на шельфе удается выделить многочисленные подпровинции и области. Например, на шельфе Африки на основании большого фактического материала Ю. М. Сенин (1974) выделил 12 подпровинций, тесно связанных с климатической зональностью (см. рис. 31, *Д*). Из них одна часть относится к северной и южной аридным зонам, другая — к экваториальной. Отличия минеральных ассоциаций те же, что и в провинциях: уменьшение и резкое снижение набора минералов и повышение роли устойчивых минералов в экваториальной зоне (например, Камеруно-Габонская циркон-рутиловая провинция), появление железистых аутигенных минералов, в особенности шамозита, в экваториальной зоне.

Данные по минералогии песчано-алевритовой фракции осадков восточного побережья США от 41° с. ш. до Флориды приведены как для северной части шельфа (McMaster, Garrisson, 1966), так и для южной (Pilkey, 1963), а также для Мексиканского залива (см. рис. 31, *Е*). У берегов Новой Англии (умеренная зона) выделены четыре терригенно-минералогические ассоциации, тесно связанные с питающими провинциями суши. Это ассоциации рудных минералов, амфиболов, граната и смешанная. В составе тяжелых минералов песчано-алевритовой фракции много плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, т. е. это ассоциации ледовых и холодных умеренных зон. В южных частях шельфа США преобладают стойкие минералы изверженных и метаморфических пород — ставролит, кианит, рудные минералы (в среднем 40%, максимальные значения до 59%), встречаются пироксены и амфиболы (суммарно в среднем 16%), эпидот (12%) (Pilkey, 1963). Это те же минералы, широкое распространение которых отмечалось при рассмотрении провинций пелагических осадков.

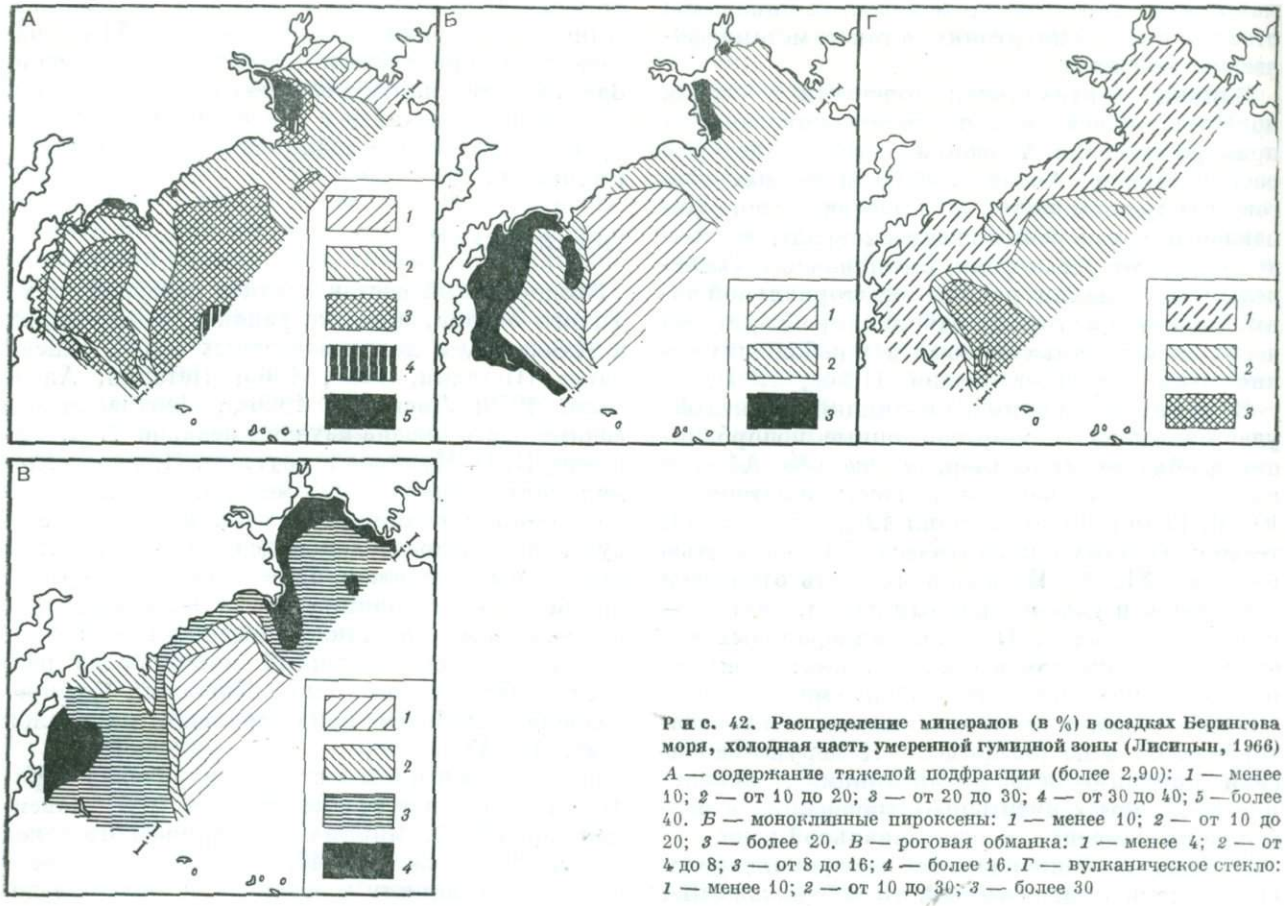
Изучение окатанности зерен ставролита, кианита, граната и турмалина позволило выделить две генетические группы этих минералов: первая, с окатанными зернами, отвечает умеренной гумидной зоне (современная), вторая, с угловатыми,— ледовой (древняя). Минералогический комплекс шельфа США образовался на протяжении четвертичного времени. Здесь удается найти реликтовые элементы (см. рис. 31,*Г*), связанные с более низким стоянием уровня и развитием ледников на суше (Emery, Uchupi, 1972).

ТИХИЙ ОКЕАН

Минеральный состав осадков северной части Тихого океана, а также районов, прилежащих к Камчатке, и дальневосточных морей описан ранее (Петелин, 1957, 1965; Петелин, Алексина, 1970; Лисицын, 1966а). Центральные и южные части океана изучены недавно В. В. Серовой, И. О. Мурдмаа и другими. При составлении карт распределения минералов был применен принцип, отличный от принципов предшествующих исследователей: подсчитывались только прозрачные, надежно определимые минералы, сумма которых принималась за 100% (минералы непрозрачные, а также выветрелые зерна, обломки пород, биогенный материал из рассмотрения исключались). Приводим распределение наиболее показательных минералов (рис. 42, 43).

Роговая обманка приурочена к периферии океана, где ее обычно более 10%, максимально до 50%. Ширина периферического пояса от 1 до 3 тыс. *км* (рис. 42, *В*; 43, *А*). Пояс имеет небольшую ширину в северной и южной ледовых и умеренных частях океана и заметно сужается в экваториальной за счет выветривания амфиболов. Примечательно, что и наибольшие их концентрации (более 50%) приурочены к Антарктике и северной части океана, т. е. к ледовым и умеренным зонам. В осадках центральной части роговая обманка встречается почти во всех пробах, но в незначительных количествах (1—10%).

Вулканические стекла по распределению — антагонисты амфиболов, и только в западной части андезитовой зоны области их концентрации совпадают (см. рис. 42, *Г*). Эти стекла — индикаторы современного вулканизма. Обратная их связь с роговыми обманками, а также изучение габитуса зерен убеждают в том, что основная часть роговой обманки в осадках — терригенная, не сопряженная с вулканизмом. Для Тихого океана характерны очень высокие содержания вулканических стекол — в ряде мест они достигают 75% и более. Лишь на небольших площадях осадки содержат стекла менее 10% (главным образом аридные зоны). Это самый распространенный из минералов тяжелой фракции в пелагиали Тихого океана. Распределение концентраций показывает, что главнейшие источники стекла располо-



Р и с. 42. Распределение минералов (в %) в осадках Берингова моря, холодная часть умеренной гумидной зоны (Лисицын, 1966)

А — содержание тяжелой подфракции (более 2,90): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — от 30 до 40; *5* — более 40. *Б* — моноклинные пироксены: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — более 20. *В* — роговая обманка: *1* — менее 4; *2* — от 4 до 8; *3* — от 8 до 16; *4* — более 16. *Г* — вулканическое стекло: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — более 30

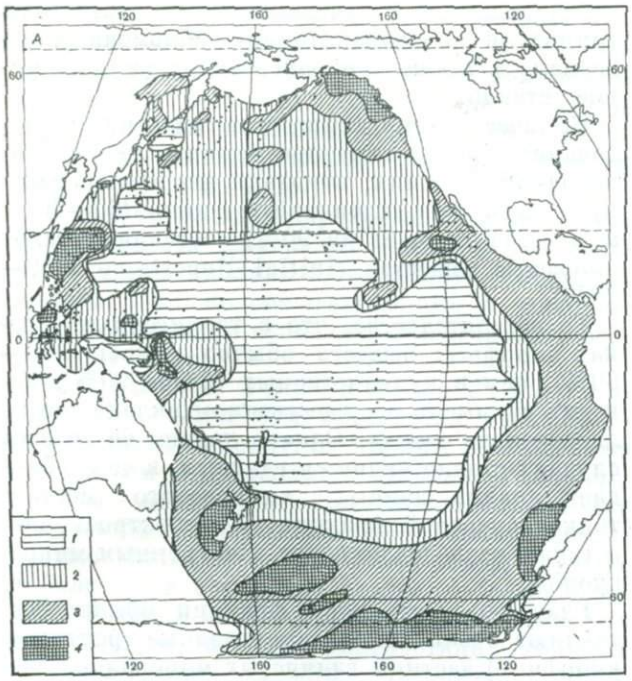
жены в западной, наиболее активной части андезитовой зоны. Выделяется юго-западный район, связанный с Новой Зеландией и грядой Кермадек-Тонга — Соломоновы острова. Другой — тянется от широты о. Тайвань до Алеутской дуги. Здесь полоса максимальных содержаний отделена от берега широким (до 1 тыс. *км*) поясом промежуточных значений (50—75%), где эоловая пирокластика разбавляется минералами периферического комплекса. Кроме переноса по воздуху и при размыве вулканических сооружений, часть стекла переносится и по поверхности океана в виде пемзы, которая постепенно истирается волнами, рассеивая при этом тонкие зерна стекла, и может пересекать океаны.

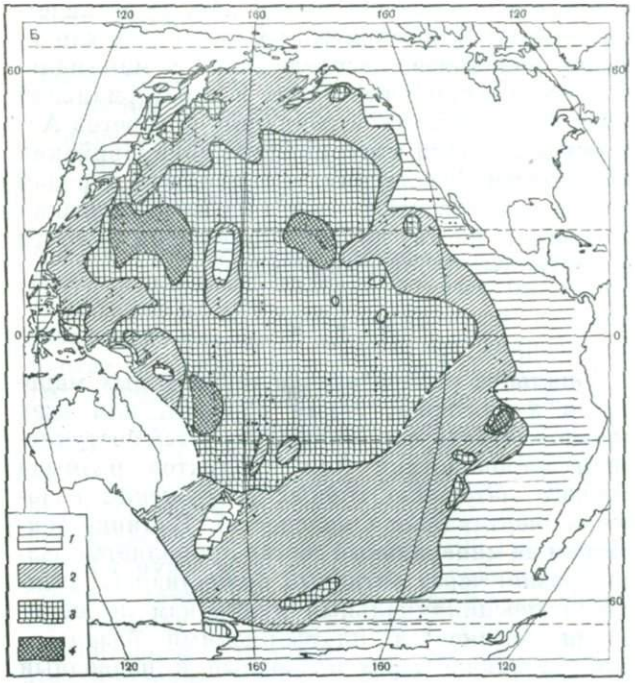
Моноклинные пироксены распространены иначе, чем стекло и амфиболы (см. рис. 42, *Б*, 43, *Б*). В небольших количествах (до 50—75%) они встречены в центральных частях океана, в сторону суши их содержание падает до 25% и ниже. Эти минералы характерны для вулканизма океанского типа — Гавайских, Галапагосских островов, о. Пасхи, Маркизских и других, частично тяготеют и к западной части океана (близ Марианской дуги).

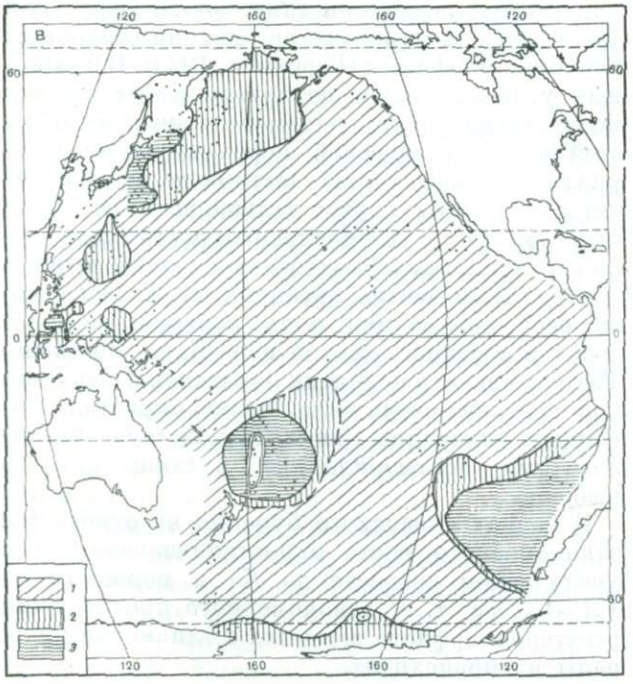
Ромбические пироксены встречаются в меньших количествах, чем рассмотренные выше минералы: чаще всего их от 10 до 30% (см. рис. 43, *В*). Отмечены три области их относительной концентрации: близ южной части Чили, около гряды Кермадек-Тонга и на участке Идзу-Бонинская дуга — Курильская дуга. Отдельные пятна высоких концентраций характерны и для западной части андезитовой зоны океана. Эти минералы, таким образом, характеризуют определенные участки андезитового пояса.

Эпидот в наибольших концентрациях отмечен в восточной половине океана, где его содержания достигают 20—40% и более. Здесь широкий пояс высоких содержаний тянется от Антарктики до Северной Америки. В геосинклинальной западной части океана эпидота мало (1—10%). Высокими содержаниями этого минерала характеризуется район Алеутских островов — зал. Аляска.

Изучение легких минералов показывает тесную связь с климатической зональностью: особенно характерно снижение содержания полевых шпатов в экваториальной и теплых частях умеренных гумидных зон.







Р и с. 43. Распределение характерных минералов Тихого океана, в % от осадков (фракции 0,1—0,05 *мм*):

А — роговая обманка: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 25; *3* — от 25 до 50; *4* — более 50; точки — станции.

Б — моноклинные пироксены: *1* — менее 25; *2* — от 25 до 50; *3* — от 50 до 75; *4* — более 75.

В — ромбические пироксены: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50 (использованы данные В. В. Серовой и И. О. Мурдмаа)

Сочетания минералов тяжелой (см. рис. 42,*А*) и легкой фракций позволяют выделить ряд минералогических провинций Тихого океана и дальневосточных морей (см. рис. 31, *Б*,*В*) и моря Беллинсгаузена (см. рис. 31, *И*). В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия выделяется провинция эдафогенная, которая характеризуется минералами только базальтовой лавы, ультраосновные породы здесь не обнажаются. Интересная закономерность, связанная с тектоникой, отмечается для распространения эпидота в Тихом океане. Его высокие содержания в осадках Тихого океана отвечают зонам разлома. Этот вывод требует дальнейшей проверки, но если он подтвердится, то можно будет говорить об эпидоте как о минерале-индикаторе разломов.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Изученность минерального состава осадков этого океана очень неравномерна. Хорошо изучены южная антарктическая часть (Лисицын, 1969), Бенгальский залив и прилежащие части океана (Siddique, 1967), район западнее Индонезии (Свальнов, Рудакова, 1975). Очень слабо исследована пока вся западная часть океана — от южной оконечности Африки до Аравийского полуострова (см. рис. 31).

Закономерности распределения минералов в северо-восточной части океана те же, что и в геосинклинальной зоне Тихого океана. Главные источники минералов — пирокластика и продукты размыва вулканических островов Индо-

незии; очень близок и состав лав, вулканических стекол. Для терригенных минералов характерно зональное распределение с минимальным содержанием нестойких в экваториальной зоне. Минеральные ассоциации у берегов Антарктиды близки к ассоциациям докембрийских комплексов Гренландии, т. е. сходным породам водосборов отвечают — в тех же климатических условиях, но в другом полушарии — почти аналогичные наборы минералов.

* * *

Зональное распределение терригенных минералов характерно, таким образом, для всех океанов, в ряде мест оно маскируется поступлением пирокластики или продуктов размыва свежего материала горных сооружений водосбора (вертикальная поясность). Влияние тектоники на минеральный состав проявляется разнообразно: через активный вулканизм (андезитовый геосинклинальный вулканизм по периферии океанов и платформенный базальтовый), а также через подводный и надводный рельеф, через появление характерных минералов разломов (эпидот?) и минералов эдафогенного комплекса срединных активных хребтов и др. Закономерное сочетание состава пород водосбора с климатической, вертикальной, циркумконтинентальной и тектонической зональностями, как видно из сказанного, и предопределяет минеральный состав алевритовой фракции осадков.

ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ВЕЩЕСТВО ДОННЫХ ОСАДКОВ

Тонкодисперсная фракция донных осадков (менее 0,01 *мм*) наиболее распространена, обычное ее содержание 50—70% (иногда и до 90%).

Всестороннее исследование тонкодисперсной части показывает, что в ее сложении принимает участие не только терригенный, но и иной материал, в том числе биогенный и вулканогенный. В настоящем разделе рассматриваются только терригенные составляющие тонкодисперсного вещества.

Среди терригенной тонкодисперной части удается выделить: 1) рентгеноаморфные вещества; 2) глинистые минералы; 3) тонкодисперсные обломочные материалы (кварц, полевые шпаты, слюды и др.), которые рассмотрены выше.

РЕНТГЕНОАМОРФНЫЕ ВЕЩЕСТВА

При использовании современной методики подготовки проб к рентгеновскому анализу удаляются биогенные остатки ($CaCO_3$ и $SiO_{2аморфн}$), а также гидроокислы Fe. Таким образом, во фракции мельче 1 *мкм* должны оставаться лишь глинистые минералы, тонкий обломочный материал, а также тонкодисперсное вулканическое стекло.

Количественные дифрактометрические исследования, проведенные при анализе проб глубоководного бурения, показали, что обычно главную часть субколлоидной фракции (60—70%, а в ряде случаев до 90%) составляют такие аморфные вещества (Initial Reports..., 1969—1976).

То обстоятельство, что в терригенных осадках аморфных веществ обычно меньше (50—60%), чем в вулканогенных (более 90%), наводит на мысль о существенном вкладе тонкодисперсного стекла. Однако далеко не во всех случаях стекло является главным, в чем убеждает анализ данных химического состава тонкодисперсной фракции, ИК-спектроскопии, а также исследования под электронным микроскопом.

Главную часть этой фракции обычно составляют очень тонко измельченные (рентгеноаморфные) частицы глинистых минералов. Экспериментами в лабораторных условиях показано, что при истирании глин можно достигнуть такой степени измельчения, что они становятся рентгеноаморфными (Горбунов, 1963). В природных условиях такое истирание имеет место с последующим обогащением пелагических областей при механической дифференциации материала: наиболее тонкие частицы должны осаждаться в общем случае дальше всего от берега (что совпадает с установленным ростом содержания рентгеноаморфных веществ от берегов к центральным частям океанов). В Тихом океане особенно велика роль рентгеноаморфных веществ в южной аридной зоне. Близ Восточно-Тихоокеанского поднятия пелитовая часть осадков содержит очень мало хорошо окристаллизованных минералов. Здесь господствует вулканогенный монтмориллонит, а также его Fe-разность.

В кернах океанского бурения не отмечается закономерного роста окристаллизованности с увеличением возраста до K1 и мощности до 1,2—1,5 *км*, т. е. закономерного превращения рентгеноаморфного вещества в глинистые минералы не происходит.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Глинистые минералы — водные силикаты со слоистыми или цепочными решетками, состоящие из слоев кремнекислородных тетраэдров, образующих гексоны, и соединенные октаэдрическими слоями. Обычно глинистые минералы представлены очень мелкими частицами, обладают свойствами пластичности и абсорбции.

Размеры частиц меняются в значительных пределах, например для каолинита от 1 до 100 *мкм*. Подавляющая их часть в осадках приурочена к фракции мельче 1 *мкм*. Кроме собственно глинистых в этой фракции оказываются также и тонкодисперсные минералы (кварц, амфиболы, гетит и др.).

В донных осадках изучают обычно не отдельные глинистые минералы, а четыре их группы — монтмориллонита, каолинита, хлорита и иллита, а также смешанослойные и малораспространенные — сепиолит, палыгорскит, вермикулит и др.

Минералы группы монтмориллонита (смектиты, железистая разность — ферримонтмориллонит, нонтронит, обогащенные алюминием — бейделлит, магнием — сапонит, хромом — волконскит). Чистый монтмориллонит отличается исключительной тонкодисперсностью; частиц мельче 0,001 *мм* в нем до 60—80% и более, а в океанских осадках — реже более 40%. Решетка монтмориллонита подвижна, что используется для его диагностики, типична очень высокая емкость поглощения (80—120 *мг-экв* на 100 *г* осадка). Очень важно и то, что с органическими веществами монтмориллонитовые минералы образуют водопрочные агрегаты.

Минералы группы каолинита (каолинит, накрит, галлуазит). Содержание субколлоидной фракции в них обычно 10—50% и только в глуховском каолините около 95%. Каолинит образуется при выветривании главным образом полевых шпатов, слюд и некоторых других минералов. В отличие от минералов первой группы, у которых алюминиевый модуль (SiO_2/Al_2O_3) равен 3, у каолинита он равен 2. Этот минерал не набухает, емкость поглощения в 3—4 раза ниже, чем монтмориллонита. Установлено, что при тонком измельчении каолинит становится рентгеноаморфным, так же как и галлуазит.

Минералы группы гидрослюд (иллит или гидромусковит, гидробиотит, гидрофлогопит, галуконит, браммалит) возникают при выветривании и тонком измельчении слюд, полевых шпатов и ряда других минералов. Для них типично высокое (до 5—8%) содержание калия. Емкость поглощения приблизительно в 2 раза меньше, чем у монтмориллонита (45—50 *мг-экв* на 100 *г* осадка). Минералы группы могут быть первичными, а также вторичными. Это — главные минералы аэрозолей, водных взвесей, донных осадков.

Минералы группы хлорита, как и предыдущая группа, могут быть первичными и вторичными. Это водные силикаты алюминия, магния, железа, хрома, весьма различные по химическому составу. Железистые хлориты растворяются при нагревании в соляной кислоте, железисто-магнезиальные и магнезиальные — устойчивы. Для магнезиальных разностей характерно самое высокое среди глинистых минералов содержание MgO и очень низкие значения отношения CaO/MgO. Емкость поглощения невелика (10—15 ед.).

Группа смешанослойных минералов включает минералы, состоящие из слоев различных индивидуальных минералов. Некоторые из них имеют специальные названия (корренсит-хлорит + вермикулит; гидробиотит-биотит + вермикулит + магний и др.), в других случаях название складывается из названий отдельных минералов, слагающих слои.

Палыгорскит и сепиолит изредка встречаются в донных осадках, встречены и в кернах бурения. Главная область распространения — аридные зоны, где эти минералы обнаружены в питающих провинциях пустынь, а также в эоловой и водной взвеси, донных осадках. Это заставляет с осторожностью относиться к утверждениям об образовании этих минералов в кернах в процессе диагенетических и более глубоких преобразований осадков.

Изученность глинистых минералов в донных осадках Мирового океана в настоящее время такова, что возникает возможность их картирования (точность дифрактометрической методики 10%). Первоначально попытки картирования на полуколичественной и количественной основе предпринимались для Атлантического океана, для которого были составлены карты В. А. Ерощевым-Шаком (1961а, б, 1962) по данным анализа 170 станций и П. Бискайе (Biscaye, 1965) на основе анализа около 500 станций. М. А. Ратеевым, З. Н. Горбуновой, А. П. Лисицыным и Г. И. Носовым (1966) составлены первые карты для всего Мирового океана. Для Атлантического океана опорными явились 500 определений П. Бискайе, для Индийского — 110, а для Тихого — около 120 собственных определений. Особенно большой вклад в эти исследования сделан З. Н. Горбуновой (1966, 1972, 1973а, б, 1974). Эти первые приблизительные карты позволили выяснить главные закономерности, подтвержденные последующими более детальными исследованиями.

1. Глинистые минералы распределяются в осадках не хаотично и не пятнисто, они образуют закономерные полосы, вытянутые широтно и прослеживающиеся в целом или фрагментарно во всех океанах.

2. Выявлены две группы глинистых минералов с разной тенденцией распределения в донных осадках. В первую входят минералы холодных и умеренных вод (хлорит и иллит). Их наибольшие концентрации приходятся на

две полосы, биополярно располагающиеся в океанах. Содержание этих минералов резко снижается к экватору. Вторая группа — экваториальная и тропическая: каолинит, гиббсит, значительная часть монтмориллонита.

3. Зональное распределение глинистых минералов в осадках соответствует климатической зональности кор выветривания и почв на суше в водосборах. Таким образом, ассоциации глинистых минералов в донных осадках определяются в водосборах, т. е. глинистые минералы Мирового океана не аутигенные, как следовало из распространенной концепции Грима (Grim, 1953), а терригенные. Закономерности их распространения соответствуют закономерностям распространения терригенных частиц аналогичной крупности. Выявление совпадения комплексов глинистых минералов с зональностью кор выветривания и почв стало отправной позицией для развития представлений о климатической зональности океанского осадкообразования вообще.

4. Влияние вулканизма, т. е. связь глинообразования в океанах с тектоникой через вулканизм. Тонкодисперсное вулканическое стекло превращается в монтмориллонит.

Из глинистых минералов в осадках Мирового океана наиболее распространены два — гидрослюды и монтмориллонит. В ряде мест на больших площадях дна содержание их до 50—70% и более, при этом, так же как и в океанском аэрозоле, площади областей высоких содержаний иллита в донных осадках значительно больше, чем монтмориллонита. Иллит — наиболее распространенный минерал донных осадков, что соответствует и его доминированию в эоловой и водной взвеси.

Значительно уступают иллиту и монтмориллониту по распространенности два других минерала—хлорит и каолинит: их максимальные содержания не превышают 30—50% , правда, на небольших участках встречаются концентрации более 50%. Обычно же их содержание менее 10%, в то время как для первых двух минералов лишь редко встречаются места с концентрацией менее 20%.

В осадках встречаются также и другие глинистые минералы, кроме четырех групп описанных выше, однако обычно в отдельных точках, в небольших количествах. В качестве минерала-индикатора аридных условий может быть назван палыгорскит.

Существенно дополненные карты распределения глинистых минералов для Мирового океана были опубликованы в 1968 г. (Griffin a. o., 1968). Для их составления были использованы более совершенная рентгеновская техника и большее число проб (Атлантический — 411, Индийский — 127, Тихий — 310 определений). Затем были изданы карты и схемы для отдельных районов Мирового океана: для северной части Индийского океана (Goldberg, Griffin, 1970; Venkataratham, Biscaye, 1973), Андаманского моря (Rodolfo, 1969), Малаккского пролива (Keller, Richards, 1967; Goldberg, 1969), Атлантического побережья Северной Америки и Мексиканского залива (Emery, Uchupi, 1972), Черного моря (Тримонис, 1972, 1973; Бутузова, 1960; Бутузова и др., 1975; Muller, Stoffers, 1974), Средиземного моря (Venkatarathnam a. o., 1972), Панамской котловины (Heath a. o., 1974), юго-восточной части Тихого океана (Горбунова, 1976) и др. Зарубежные карты отличаются от карт М. А. Ратеева и др. (1968) по размерам используемой фракции: в зарубежных используется фракция менее 2 *мкм*, в советских — менее 1 *мкм*. Точность применяемой методики количественного определения около 10%.

Для составления новых карт мной использована проекция Меркатора. Участки, которые не претерпели существенных изменений, сохранены в соответствии с предшествующими картами. Учтены также данные по минералогическому составу речной взвеси, соответствующие цифры содержания глинистых минералов показаны близ устьев рек. Общее количество проб, обработанных по единой методике, оказалось значительно больше, чем для карт, составлявшихся ранее. Поэтому, естественно, изменились многие детали, но закономерности, выявленные в 1966 г., сохранились (рис. 44—47).

Минералы холодных и умеренных зон (хлорит и иллит) образуются на начальных стадиях выветривания при механической дезинтеграции пород, а также в горных областях (влияние вертикальной поясности). В экваториальных корах выветривания хлорит разрушается или теряет кристалличность, чем и определяется его малая поставка. При выветривании переходит в гидрослюды значительная часть полевых шпатов, иллиты являются продуктами изменений мусковитовых слюд. Это находит подтверждение в изучении абсолютного возраста обломочного материала осадков, содержащего калий и аргон, главным образом иллитов, а также полевых шпатов (Крылов и др., 1961). Северный Ледовитый океан (Mullen a. o., 1970) и Антарктика — это царство иллитов с примесью хлорита.

Связь каолинита с тропическими и экваториальными корами выветривания и почвами выявляется наблюдениями на водосборах, а также отчетливым парагенезом каолинита с другим минералом из этих кор выветривания — гиббситом, парагенезом очень стойких к выветриванию минералов — магнетита, турмалина, анатаза, брукита (Лисицына, 1967, 1968а,

1973, 1975; Михайлов, 1968, и др.), высокими отношениями кварца к полевым шпатам и др.

В водосборах, где близко к океану расположены горы, поступление каолинита обычно снижается, наибольшее его количество выносится из равнинных водосборов с развитыми корами выветривания.

Монтмориллонит в океанских осадках имеет двоякое происхождение. Часть его, безусловно, связана с корами выветривания и почвами водосборов; именно этой частью и определяется широтная зональность распределения монтмориллонита, его приуроченность к низким широтам, ассоциация с каолинитом. Другая часть, бесспорно, связана с вулканизмом, содержание монтмориллонита повышается вместе с ростом пирокластики. Неоднократно описывались случаи постепенного перехода вулканического стекла в монтмориллонит. В этом случае распределение монтмориллонита должно быть очаговым, чего в общем нет на картах, хотя в отдельных случаях оно и может быть установлено.

Наряду с описанными четырьмя группами глинистых минералов в донных осадках выявлено значительное количество смешанослойных минералов, которые многие авторы считают начальными стадиями аутигенного глинообразования в океанах. Рассмотрение схем их количественного распределения в осадках, а также сопоставление с данными по речной взвеси отчетливо показывают, что они, как и описанные группы глинистых минералов, в основном терригенные.

Сложность и противоречивость поставки терригенного материала с суши находят отражение на картах распространения глинистых минералов. Приведу наиболее отчетливые примеры.

Как уже указывалось, каолинит развивается в корах выветривания и почвах экваториальной гумидной зоны. Отсюда вероятность его очень высоких содержаний близ устьев рек, дренирующих водосборы экваториальной гумидной зоны. Однако только близ берегов Африки и юго-восточной части Азии находим прямое подтверждение этому. В северной части Индийского океана содержание каолинита очень низкое — 10—20%. Главным источником терригенного материала здесь являются Ганг и Брахмапутра, дающие около 14% мирового твердого стока, а также многочисленные реки восточного побережья Индии (Годавари, Кришна и др.). Специальными исследованиями (Venkatarathuam, Biscaye, 1973) было показано, что главным глинистым минералом сноса Ганга и Брахмапутры является иллит, т. е. в бассейне рек, дренирующих Гималаи, основную роль играет механическое выветривание. Таким образом, здесь вертикальная поясность (гималайская часть водосбора) оказывается сильнее климатической зональности. Реки Западной Индии поставляют монтмориллонит (смектит) — продукт выветривания траппов.

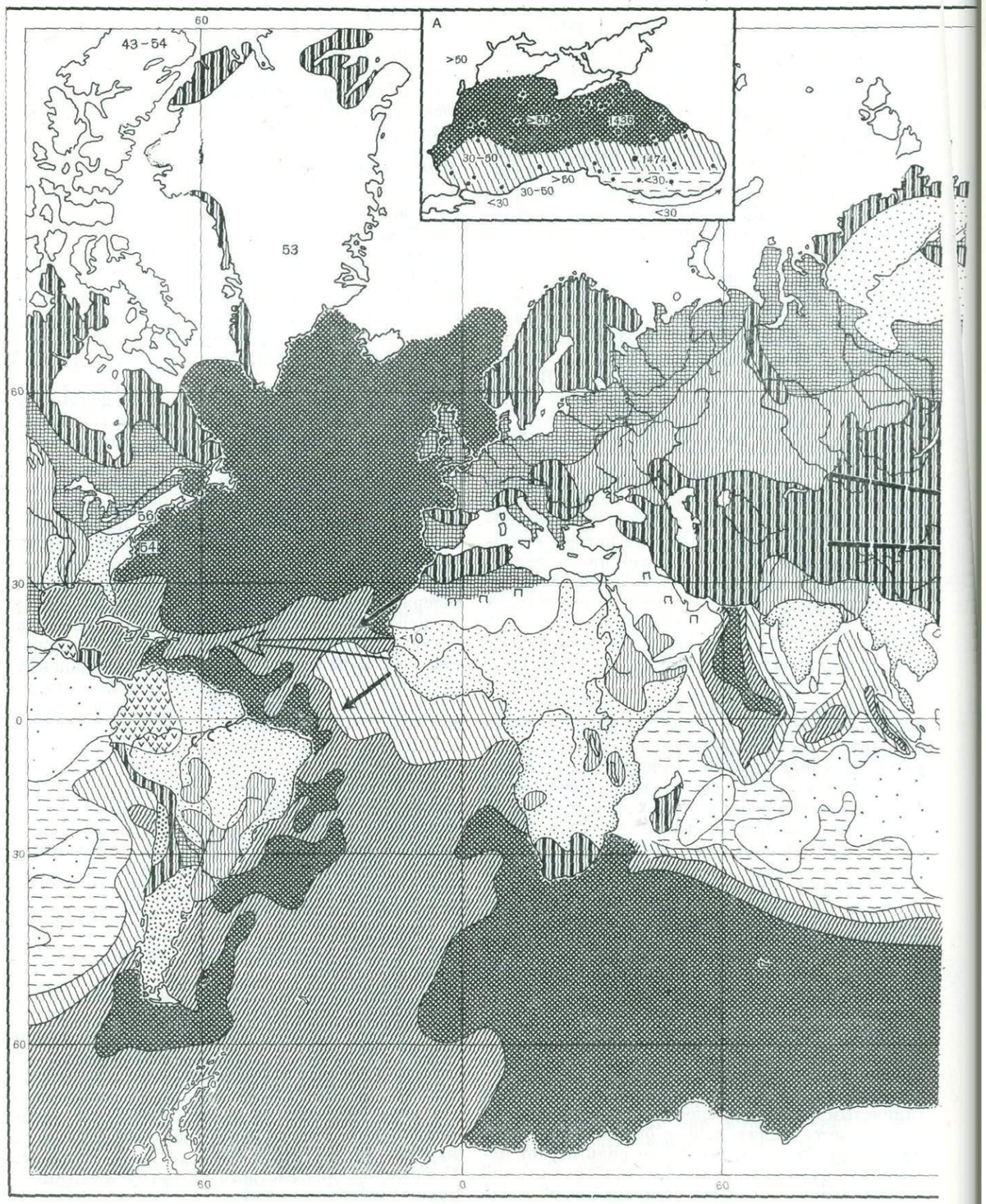
Иные условия существуют в той же климатической полосе немного восточнее Бенгальского залива, в Андаманском море (Rodolfo, 1969) и далее в Малаккском проливе — у берегов Суматры (Keller, Richards, 1967). Здесь седиментация определяется поставкой терригенного материала р. Иравади (вынос около 265 млн. *т*). Глинистые минералы представлены монтмориллонитом и каолинитом с очень незначительной примесью иллита (до 10—20%) . Таким образом, в Андаманском море преобладает поставка зонального глинистого материала, и только в реках, дренирующих горные хребты, возрастает содержание иллита. Хлорит почти не встречен.

Среднее содержание каолинита в дельтовых отложениях р. Иравади около 20%, а в илистых шельфовых отложениях Андаманского моря 20—40%.

Монтмориллонит в этом море не связан с современным пирокластическим материалом, поскольку действующие вулканы по берегам здесь отсутствуют, а пепловые прослои практически не встречены в колонках. Монтмориллонит связан с породами водосбора, его среднее содержание в осадках дельты Иравади 60—65%; по мере удаления от дельты содержание его в осадках заметно снижается. Высокое содержание монтмориллонита у берегов Андаманских островов и о. Суматра связано с вулканизмом.

Распределение глинистых минералов в осадках экваториальной зоны — в южной части Андаманского моря, у берегов Суматры и в Малаккском проливе — изучено Дж. Келлером и А. Ричардсом (Keller, Richards, 1967). Типично доминирование также двух минералов — каолинита и монтмориллонита. Каолинит встречается в количествах до 60—85%, что соответствует представлениям о его широком развитии в тропических корах выветривания. Содержание монтмориллонита значительно ниже, и сконцентрирован он у берегов о. Суматра, где на суше выветриваются третичные вулканические туфы.

В распределении монтмориллонита здесь установлена любопытная особенность, имеющая общее значение: максимальные его содержания отмечены в речных отложениях и во взвеси, а также в отложениях дельт, где он составляет до 46—53% от глинистых минералов. По мере удаления от дельт содержание монтмориллонита быстро падает до менее 10%, т. е. картина та же, что и близ устья р. Иравади. Сходное явление быстрого избирательного выпадения монтмориллонита в осадки отмечено



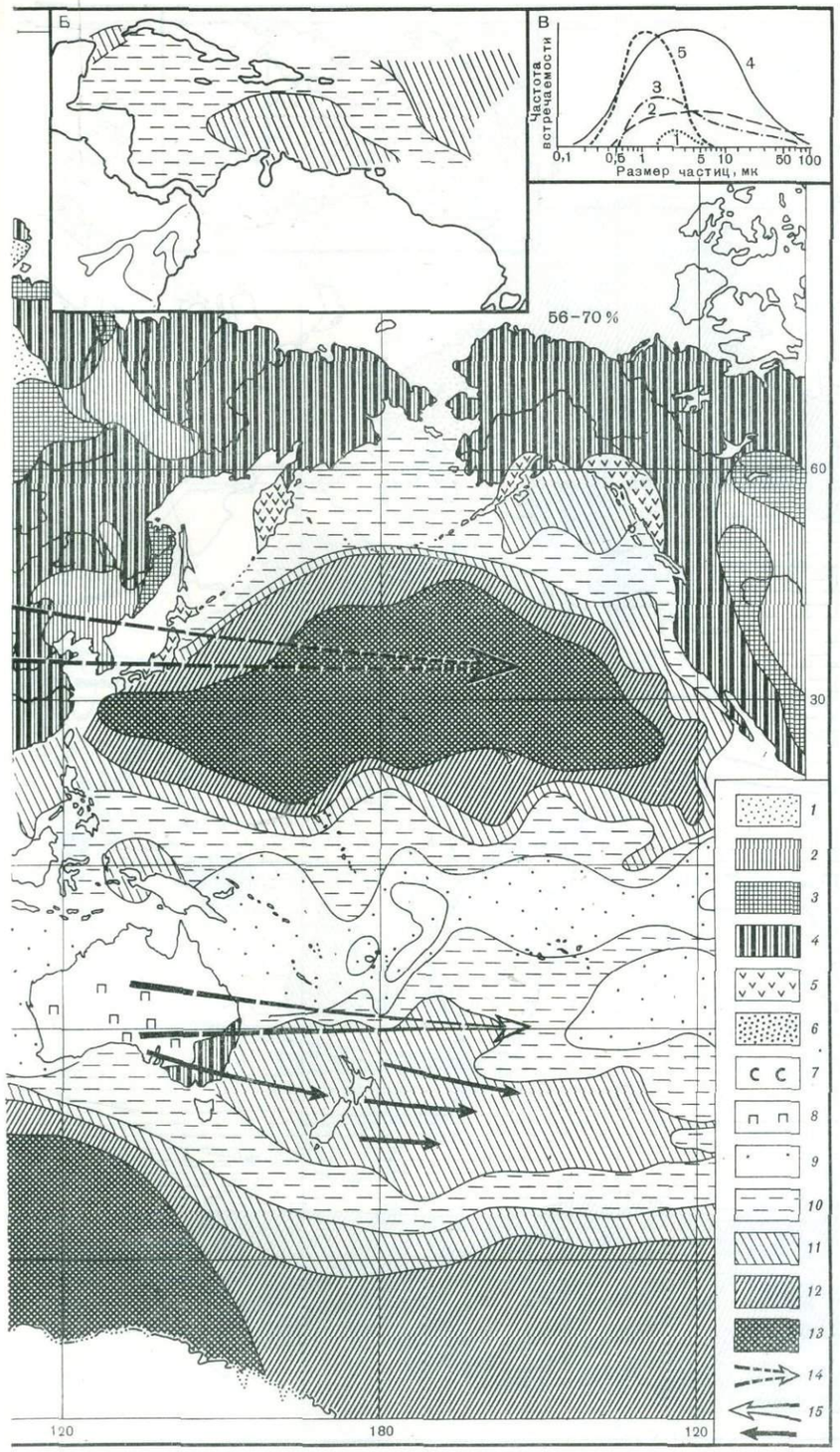


Рис. 44. Распределение иллита *в почвах суши и донных осадках* морей и океанов

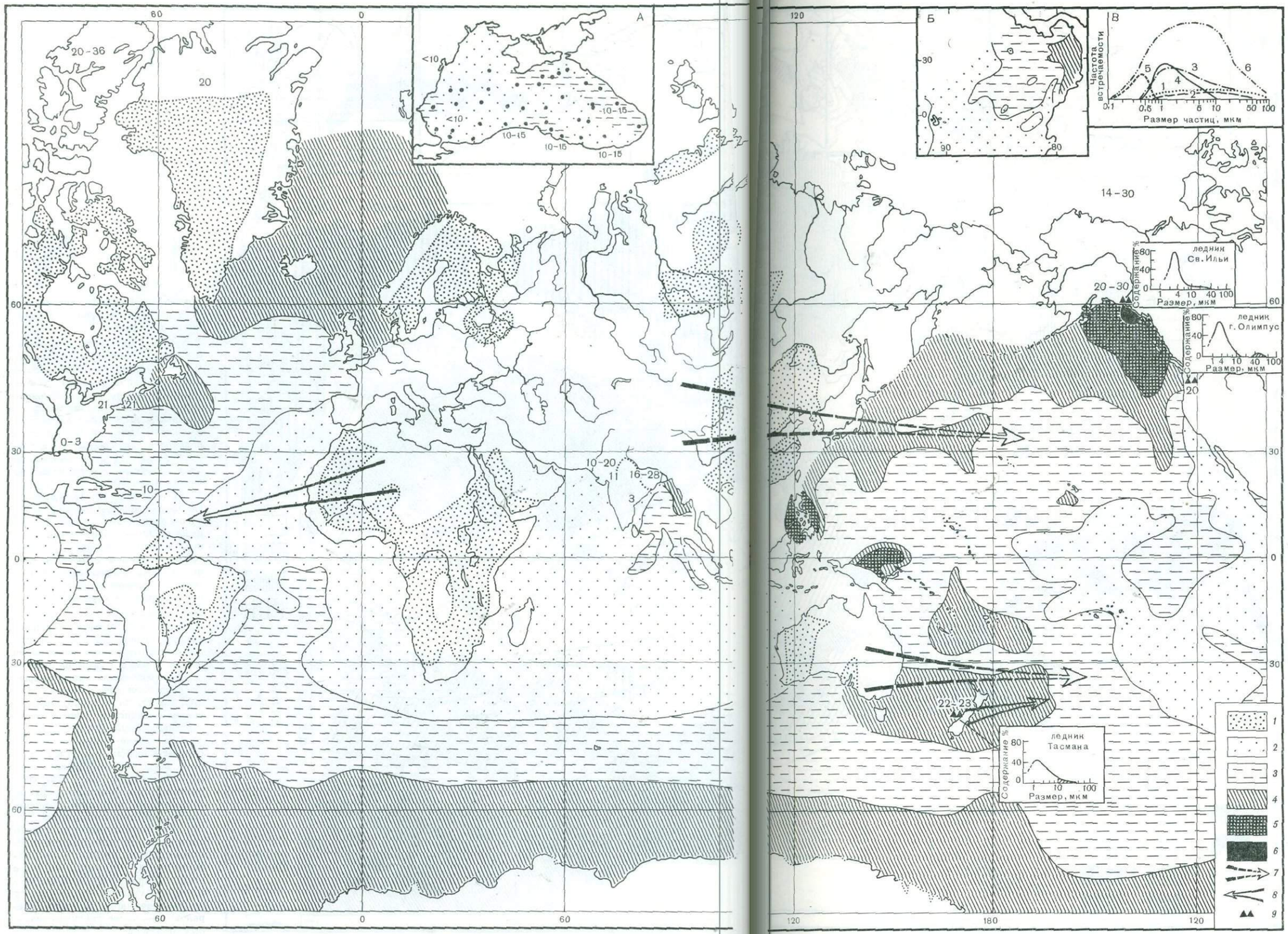
Содержание в почвах суши (горизонт С, в % от глинистых минералов; Gradusov, 1974): *1* — менее 30; *2* — от 30 до 50; *3* — от 50 до 70; *4* — более 70. *Районы почвообразования по пеплам: 5* — гумидные зоны; *6* — аридные зоны. *Особые типы почв: 7* — почвы Амазонки; *8* — почвы с палыгорскитом. *Содержание в донных осадках в % от суммы глинистых минералов* (фракция мельче 1 *мкм*): *9* — менее 20; *10* — от 20 до 30; *11* — от 30 до 40; *12* — от 40 до 50; *13* — более 50. Прочие обозначения: *14* — стратосферный перенос; *15* — тропосферный перенос. Цифры — фактические содержания иллита в аллювии и донных осадках; в Гренландии и Арктике — в эоловом материале ледников и в донных осадках.

На врезках:

А. Содержание иллита в донных осадках Черного моря в % от суммы глинистых минералов (фракция мельче 2 *мкм*). Цифры на суше — среднее содержание иллита во взвеси и аллювии рек. Точки — станции, на ст. 1436 и 1474 выполнен анализ глинистых минералов по вертикали (Muller, Stoffers, 1974).

Б. Содержание иллита в донных осадках Карибского моря и Панамской котловины (Goldberg, Griffin, 1969; Heath a. o., 1974). Обозначения, как на основной карте. В Панамской котловине содержание иллита дано изолиниями.

В. Гранулометрический спектр слюд во взвеси Амазонки и ее притоков (Gibbs, 1967): *1* — экваториальных; *2* — горных; *3* — в устье реки. Прочие обозначения: *4* — средний состав взвеси из устья (суммарно для всех минералов); *5* — то же для экваториальных притоков



Р и с. 45. Распределение хлорита в породах суши и донных осадках морей и океанов

1 — источники хлорита на суше — области распространения древних щитов (Ковда, 1973). *Содержание в донных осадках в% от суммы глинистых минералов* (фракция мельче 1 мкм): *2* — менее 10; *3* — от 10 до 20; *4* — от 20 до 30; *5* — от 30 до 50; *6* — более 50. Прочие обозначения: *7* — перенос струйными ветрами; *8* — тропосферный перенос; *9*—графики пофракционного распределения хлорита (Windom, 1969). Цифры близ устьев рек и в Арктике — *фактические значения* содержания хлорита в аллювии и донных осадках.

На врезках (условные обозначения как на основной карте):

А. Содержание хлорита в осадках Черного моря. Точки — станции, цифры на суше — *среднее содержание* хлорита во взвеси и аллювии рек (Muller, Stoffers, 1974).

Б. Содержание хлорита в донных осадках Панамской котловины (Heath a. o., 1974).

В. Гранулометрический спектр хлорита во взвеси Амазонки и ее притоков (Gibbs, 1967): *1* — горных; *2*—в устье реки (во взвеси из тропических притоков хлорит не обнаружен). Глинистые минералы из устья: *3* — слюды; *4* — каолинит; *5*—монтмориллонит. Прочие обозначения: *6*—средний гранулометрический состав взвеси (суммарно) для всех минералов

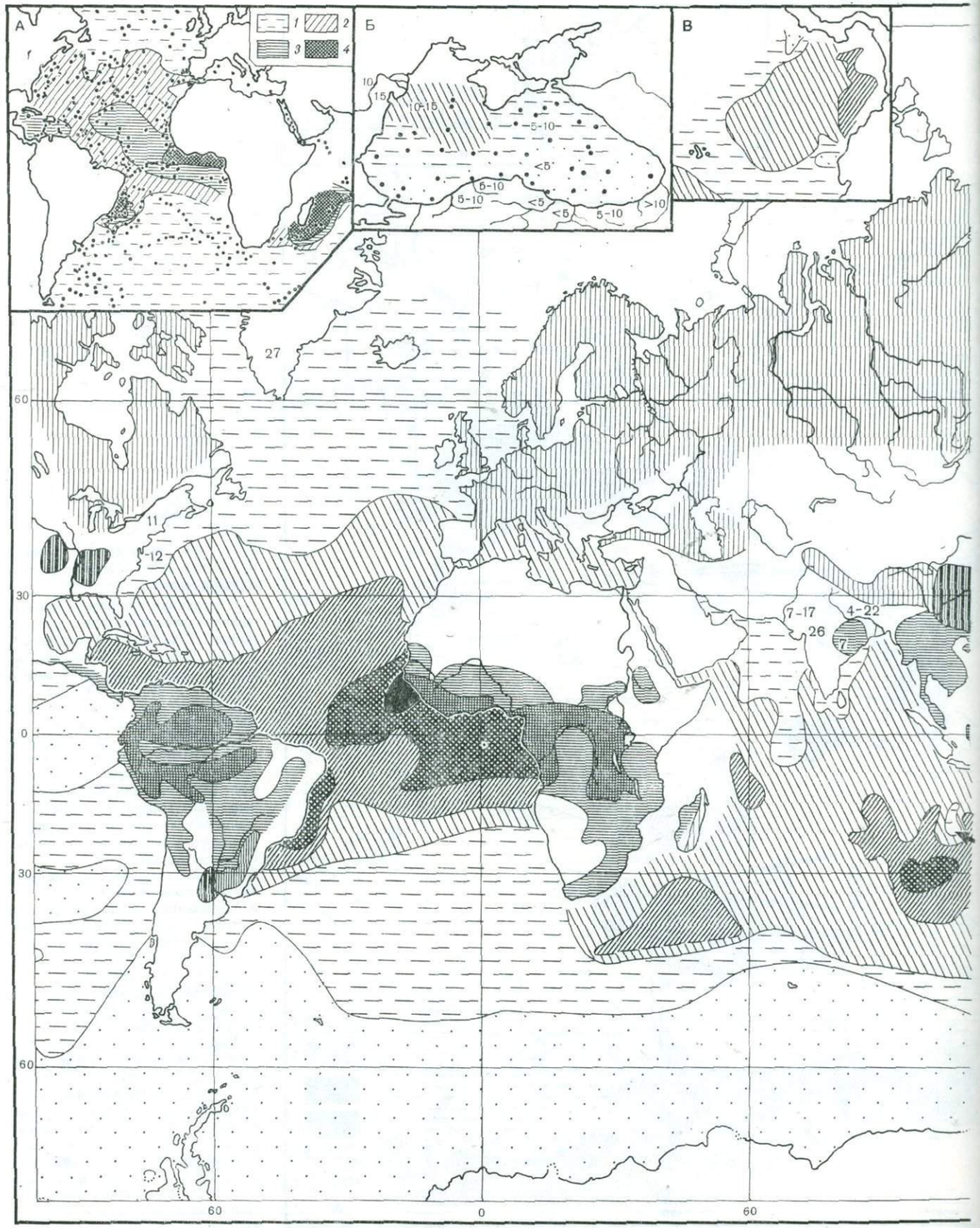


Рис. 46. Распределение каолинита в почвах суши и *донных* осадках морей и океанов

На суше содержание в почвах — формации кислых каолинитово-гидрослюдистых почв (Ковда, 1973): *1* — сиаллитные; *2* — аллитно-каолинитовые; *3* — аллитные (латериты); *4* — каолинитовые. *Содержание в донных осадках в % от суммы глинистых минералов* (фракция мельче 1 *мкм*): *5* — менее 5; *6* — от 5 до 10; *7* — от 10 до 20; *8* — от 20 до 30; *9* — от 30 до 40; *10* — более 40. *Прочие обозначения: 11* — перенос струйными течениями; *12* — тропосферный перенос. Цифры близ устьев рек и в Арктике — *фактические значения содержания* каолинита в аллювии и донных осадках.

На врезках:

А. Отношение каолинит — иллит в осадках *Атлантического океана* (фракция 2—20 *мкм*) (Biscaye, 1965): *1* — менее 0,25; *2* — от 0,25 до 0,5; *3* — от 0,5 до 1,0; *4* — более 1,0; точки — станции.

Б. Содержание каолинита в донных осадках Черного моря (обозначения как на основной карте). Точки — *станции*. *Цифры* — фактические значения во взвеси, аллювии и донных осадках (Muller, Stoffers, 1974).

В. Содержание каолинита в донных осадках Панамской котловины. Обозначения как на основной карте (Heath a. o., 1974).

Г. Отношение каолинит — *хлорит* в поверхностном слое осадков Средиземного моря (фракция менее 2 *мкм*) (Venkatarathnam a. o., 1972). *Величина отношения: 1* — менее 2; *2* — от 2 до 4; *3* — от 4 до 6; *4* — от 6 до 8; *5* — более 8; точки — станции.

Д. Гранулометрический спектр каолинита во взвеси Амазонки и ее притоков (Gibbs, 1967): *1* — экваториальных; *2* — горных; *3* — в устье реки. *Прочие обозначения: 4* — средний *состав взвеси* из устья (суммарно) для всех минералов

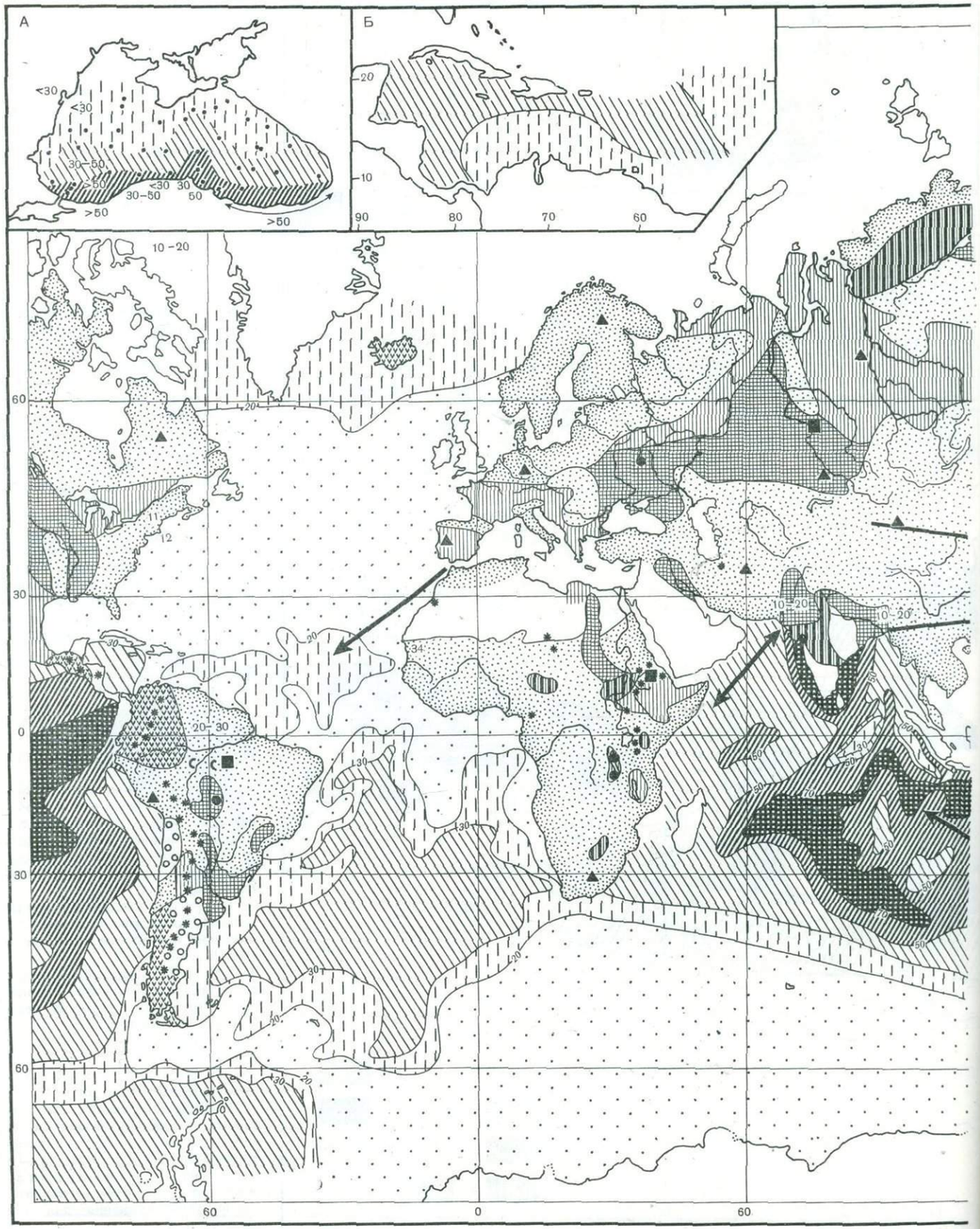


Рис. 47. Распределение монтмориллонита в почвах суши и донных осадках морей и океанов

Содержание в почвах суши; горизонт С, в % от глинистых минералов (Gradusov, 1974): *1* — менее 30; *2* — от 30 до 50; *3* — от 50 до 70; *4* — более 70. Районы почвообразования по пеплам: *5* — гумидные зоны; *6* — аридные зоны. Прочие обозначения: *7* — почвы бассейна Амазонки; *8* — пакеты смешанослойных минералов; *9* — зерна и примеси; *10* — высокодисперсный каолинит; *11* — основные действующие вулканы суши. *Содержание в донных осадках в % от суммы глинистых минералов* (фракция мельче 1 *мкм*): *12* — менее 20; *13* — от 20 до 30; *14* — от 30 до 50; *15* — от 50 до 70; *16* — более 70. Прочие обозначения: *17* — перенос струйными течениями; *18* — тропосферный перенос. Цифры близ устьев рек и в Арктике — фактические значения содержания монтмориллонита во взвеси, аллювии и донных осадках.

На врезках:

А. Содержание монтмориллонита в донных осадках Черного моря в % от суммы глинистых минералов (фракция мельче 2 *мкм*). Цифры близ устьев рек и в Арктике — фактические значения во взвеси, аллювии и донных осадках. Условные обозначения как на основной карте (Muller, Stoffers, 1974).

Б. Содержание монтмориллонита в донных осадках Карибского моря. Условные знаки как на основной карте (Griffin, Goldberg, 1969).

В. Изменения минерального состава осадков в зависимости от расстояния от устья р. Гуадалупе, впадающей в Мексиканский залив (Grim, Johns, 1953): *1* — монтмориллонит; *2* — иллит; *3* — хлорит

также и для рек, впадающих в Мексиканский залив, в частности для р. Гуадалупе (см. рис. 47,*В*). Области смешения пресных и морских вод являются ловушками монтмориллонита, другие минералы проскакивают эти зоны без серьезных потерь.

Высокие содержания каолинита можно было бы ожидать также и у берегов Южной Америки, близ устьев Ориноко и Амазонки. Определения в осадках и взвеси этих рек показали, однако, относительно невысокое содержание каолинита (10—20%) и преобладание иллита (до 50—60%) и монтмориллонита (20—30%), что связано с значительным вкладом материала Анд в состав взвеси Амазонки, т. е. с вертикальной поясностью (см. рис. 44, *В*, 45, *В*, 46, *Д*).

Большой интерес представляет рассмотрение комплекса глинистых минералов в Карибском море и в Панамской котловине, расположенной близ экватора (см. рис. 44, *Б*, 45, *Б*, 46,*В*, 47,*Б*). Водосборный бассейн находится в горах Южной и Центральной Америки, реки короткие, бурные, выносят много осадочного материала. Происходит ли приспособление комплекса глинистых минералов в таких условиях к особенностям климата? Панамская котловина хорошо изучена в самые последние годы (Heath a. o., 1974; Van Andel, 1973; Van Andel a. o., 1971; Kowsmann, 1973; Moore a. o., 1973).

Анализ показывает, что наиболее распространенный минерал здесь монтмориллонит (смектит), его содержание в открытых частях котловины составляет до 70—80%; на втором месте стоит каолинит — 10—20% с отчетливой поставкой из приэкваториальной зоны.

Иллит и хлорит, господствующие в областях с неразвитой корой, здесь встречаются в количестве 10—15%, основные их содержания тяготеют к прибрежным районам, видна их приуроченность к бассейнам горных рек.

Итак, здесь несомненное преобладание минералов зональных над азональными очевидно. По петрографическому составу водосбора (кислые интрузии и эффузии, а также осадочные породы, богатые амфиболом, в Панаме, Колумбии, Эквадоре) можно ожидать в донных осадках широкого распространения амфиболов. Исследования их в пелитовой фракции рентгеновским количественным методом показали, что содержания амфиболов в осадках невелико — максимально около 4%, чаще 1—3%, что также отвечает их разрушению при химическом выветривании.

Часть монтмориллонита в осадках, несомненно, аутигенная, т. е. образовалась по продуктам вулканизма, что видно и по каолинит-смектитовому отношению, быстро убывающему в пелагическом направлении.

Распределение кварца в осадке (см. рис. 20) сходно с распределением глинистых минералов и свидетельствует о том, что все эти минералы, несомненно, терригенные (кроме части вулканогенного монтмориллонита). Как показало изучение аэрозоля, ассоциации глинистых минералов и кварца обычно близки к донным осадкам (см. табл. 22, 23), в аридных зонах эоловый материал определяет комплексы глинистых минералов донных осадков так же, как кварца и полевых шпатов.

Обращает на себя внимание близость области широкого распространения хлорита в донных осадках с крайними границами распространения морских льдов и айсбергов. Этот минерал господствует в отложениях ледовой и холодных частей умеренных гумидных зон. Он разносится льдами в виде зерен, а частично — в виде тонкодисперсного материала. Встречаемость хлорита по всему гранулометрическому спектру типична для отложений холодных зон: в умеренной и более теплой он приурочен к пелитовой фракции, как и все глинистые минералы. Очевидно, значительная часть хлорита попадает в донные осадки в результате механической дезинтеграции метаморфических пород Антарктиды и Арктики, которые содержат много хлорита. Другая часть хлорита, как показывают исследования минералов кор выветривания, безусловно связана с развитием кор и почв. Хлориты в области, лежащей к востоку от Австралии, связаны с выносом их (с эоловым материалом) западными ветрами, что особенно четко выявляется по совпадению с «языком» каолинита, имеющим те же очертания. Выделяются, таким образом, три генетические группы хлорита, связанные с деятельностью разных факторов.

В распределении каолинита, помимо тесной связи с корами водосборов и вертикальной зональностью, о которых говорилось выше, большое значение имеет эоловый перенос, детально изученный в Индийском океане, к западу от Австралии (Goldberg, Griffin, 1970), где эоловый каолинит, связанный с развеиванием реликтовых кор выветривания (см. рис. 24, *В*), господствует в области, удаленной от берегов на 4 тыс. *км*. К востоку от Австралии вынос каолинита также прослеживается на удалении до 6—8 тыс. *км* и обусловлен струйными течениями.

Можно было бы ожидать появления биполярной зоны распространения каолинита и в северной полосе струйных течений, но на карте (см. рис. 46) мы не находим тому подтверждений, что объясняется различием в составе развеиваемых кор. В северном полушарии реликтовые латеритные коры австралийского типа отсутствуют, эоловый вынос здесь идет в огромных масштабах из аридной зоны Центральной Азии,

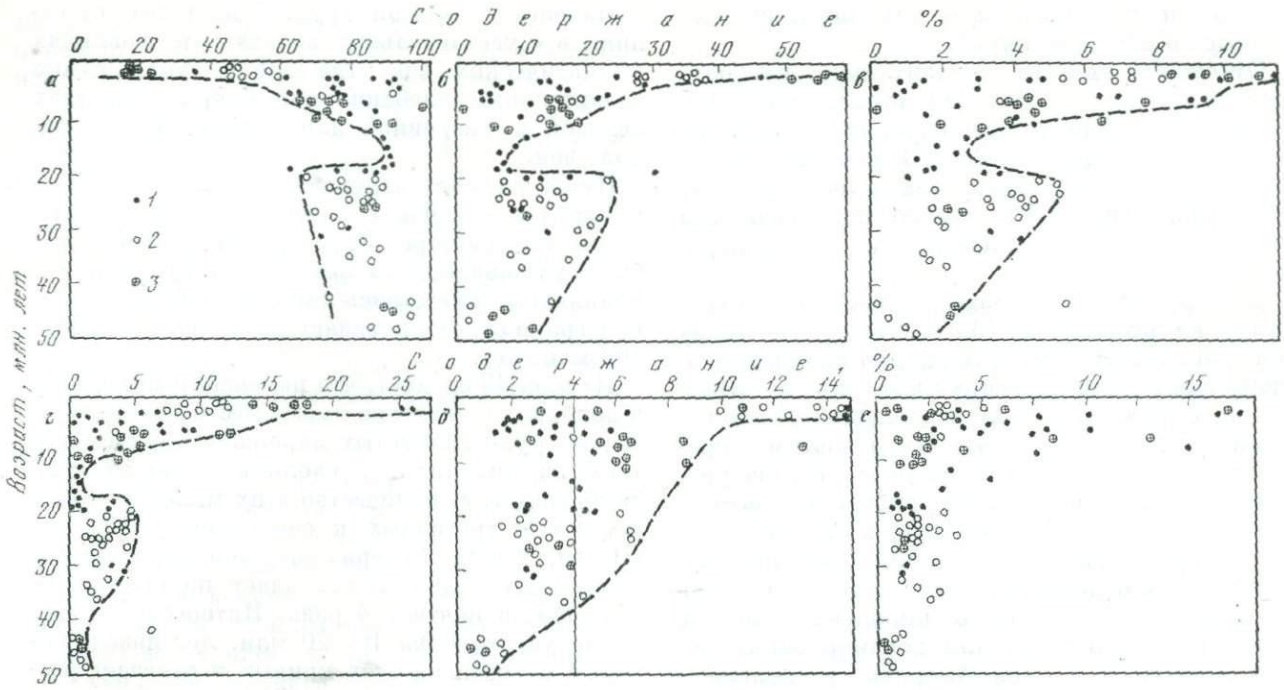


Рис. 48. Изменение минерального состава тонкодисперсных осадков за последние 50 млн. лет. Экваториальная часть Тихого океана (Heath, 1969)

Глинистые минералы (фракция мельче 2 *мкм*): *а* — монтмориллонит; *б* — иллит; *в* — каолинит; *г* — хлорит. Обломочные минералы (фракция 2—20 *мкм*): *д* — кварц, *е* — пироксен. Пробы взяты: *1* — южнее экватора; *2* — севернее экватора (восточнее 160° з. д.); *3* — севернее экватора (западнее 160° з. д.)

захватывая главным образом иллит (50—60%), тонкодисперсный кварц (29%) и полевые шпаты (30%). Дальность разноса иллита струйными течениями, по данным изучения аэрозолей, почв, донных осадков, составляет здесь 10—12 тыс. *км*, т. е. он пересекает весь Тихий океан!

Перенос пассатными ветрами от берегов Америки прослежен как по эоловой взвеси, так и по распространению слюд в донных осадках (см. рис. 19).

Сходная картина значительного эолового переноса минералов в двух направлениях отмечена и в Атлантическом океане. В северной его части идет перенос из Америки к берегам Европы, а в зоне пассатных ветров — от Западной Африки к Америке (в частности, он прослежен до Флориды, Багамских островов, о. Барбадос; см. рис. 44, 46, 47).

Сложный генезис имеет, по-видимому, палыгорскит, обнаруженный в осадках из поверхностного слоя, а также в кернах глубоководного бурения. Он был найден в отложениях степей и пустынь (в особенности в больших количествах в Сахаре; см. рис. 44), а также в лёссах и такырах. На суше палыгорскит определенно тяготеет к отложениям аридных поясов. Неудивительно, что и в донных отложениях аридной зоны нередки находки палыгорскита: он выявлен в осадках Аравийского моря, Персидского и Аденского заливов, а также в аридной зоне северной части Атлантического океана. Палочки эолового палыгорскита обычно короткие.

По-видимому, иная разновидность палыгорскита была обнаружена в кернах бурения Атлантического (точка 9), а также Тихого океана (точка 46 — на Гавайском поднятии, точки 47, 50, 51 — на подводной возвышенности Шатского и точка 52 — в глубоководной части океана восточнее островов Бонин) (Initial Reports..., 1969—1976). В кернах из Тихого океана самые молодые отложения с палыгорскитом — раннемиоценовые, но в максимальных количествах (до 60% от глинистых минералов) он обнаружен в меловых отложениях (Горбунова, 1972). Палочки палыгорскита длинные, хорошо образованные, что является одним из доводов в пользу его аутигенного накопления за счет богатых магнием гидротерм или иловых растворов. Указывается и на возможность образования другого магнезиального глинистого минерала — сепиолита, обнаруженного в отложениях Срединно-Атлантического хребта (Hathaway Sachs, 1965). Детальные исследования осадков Тихого океана до 50 млн. лет не показали резких изменений их состава (рис. 48).

Весьма показательны не только процентные содержания минералов субколлоидной фрак-

ции, но и соотношения между ними, определенные по площади пиков.

Отношение гиббсит — иллит имеет наибольшее значение (>0,1) в экваториальной зоне. В частности, оно подтверждает существование этого пояса вдоль берегов Южной Америки в соответствии со схемой климатических зон. Изолиния менее 0,05 соответствует границам экваториального комплекса глинистых минералов.

Два других характерных отношения — амфибол — иллит (см. рис. 49, *Б*) и кварц — иллит (см. рис. 24, *Б*) — характеризуют состав тонкодисперсной части умеренных и ледовых зон. Пояса максимальных (>1) отношений амфибол—иллит биполярны и отвечают областям современного и древнего (северное полушарие) оледенений. Существенное значение имеет и геологическое строение питающих провинций — это области распространения докембрийских пород. Есть основания считать, что и у берегов Скандинавии могут быть выявлены сходные значения отношений. Для докембрийских пород Африки и Южной Америки, расположенных в экваториальной и тропической зонах, амфибол-иллитовое отношение составляет 0,05 и менее, что связано с разрушением амфиболов при выветривании.

Кварц-иллитовое отношение интересно для характеристики тонкодисперсного материала, поскольку это два наиболее распространенных минерала. Кварц относится к числу наиболее устойчивых, а иллит отвечает начальным стадиям выветривания. Области высоких значений отношения биполярны (у берегов Гренландии и Антарктиды). Кроме того, выявляется язык, соответствующий выносу эолового материала пассатными ветрами из Северной Африки, и небольшой язык — из Южной Африки.

Особенно показательны каолинит-иллитовое (см. рис. 46,*А*) и каолинит-хлоритовое отношения — они количественно характеризуют соотношения между минералами экваториальной зоны, а также умеренных и ледовых. В Средиземном море по каолинит-хлоритовому отношению выделяется область поступления тонкодисперсных минералов из р. Нила (см. рис. 46, *Г*).

Изменения глинистых и других тонкодисперсных минералов в геологическом прошлом, а также под влиянием гидротерм

Можно себе представить две причины изменений комплекса глинистых минералов в длинных колонках и кернах: 1) обусловленные сменой климата и зональностью; 2) связанные с диагенетическими преобразованиями.

Изменения первой группы наиболее отчетливы в «чувствительных зонах» — на границах климатических зон, где наблюдаются самые значительные колебания, например на границах ледовой и умеренной или умеренной и аридной зон.

Имели ли место изменения состава глинистых минералов в связи с климатическими изменениями на экваторе? Экваториальная зона, как было установлено по материалам бурения, сохранялась; смещались лишь ее северная и южная границы, что доказано для последних 50—100 млн. лет.

Из рис. 48 следует, что изменения минералов в колонках с экватора имеют место для всех четырех групп глинистых минералов, причем для трех из них (иллит, каолинит, хлорит) они симбатны, т. е. количество этих минералов возрастает от третичных к современным осадкам (Heath, 1969). Содержание монтмориллонита в молодых отложениях падает по сравнению с древними почти в 4 раза. Интересно образование узкого пика 10—20 млн. лет назад, который отмечен на всех кривых и отвечает резкому возрастанию роли монтмориллонита.

Обращает на себя внимание, что отношение между тремя минералами оказывается почти постоянным от эоцена до современных отложений (иллит : хлорит : каолинит = 5 : 2,5 : 1). Содержание монтмориллонита меняется независимо от этих трех взаимосвязанных минералов. Предлагаются два объяснения этого явления. Первое: резкое снижение роли монтмориллонита в конце третичного — начале четвертичного времени связано с усилением контрастов температуры, обнажением площадей суши, освободившихся ото льдов, обнажением шельфов во время оледенений, приближением ветров (в том числе и струйных) к экватору. Однако при этом должно возрастать содержание и других минералов. Второе объяснение связано с ростом роли вулканизма в третичное время. Сюда включается геосинклинальный вулканизм островных дуг, а также Центральной Америки и Южной Америки, вулканизм островов океанской платформы.

Для понимания генезиса монтмориллонита важно, что наиболее характерные минералы, поступившие с континентов,— кварц и пироксены, а также плагиоклазы — имеют отрицательную корреляцию с монтмориллонитом и положительную — с тремя другими глинистыми минералами, т. е. содержание монтмориллонита не связано с поступлением минералов с суши, а также с вулканических островных дуг (их индикатор — пироксены и плагиоклазы).

Наиболее вероятно влияние на монтмориллонит океанского вулканизма, в особенности в то время, когда (в соответствии с представления-

ми тектоники плит) эти участки дна были поблизости от срединного хребта. По мере удаления от него содержание монтмориллонита падает, причем наиболее интенсивно в связи с резким увеличением поступления трех других глинистых минералов (начало оледенений и значительных изменений климата).

Из распределения кварца в экваториальной зоне на протяжении последних 50 млн. лет (см. рис. 48) видно увеличение его содержания по мере уменьшения возраста отложений. Особенно заметно оно в четвертичное время, с началом оледенений. Это связано с поступлением эолового материала и прослеживается для образцов, полученных к северу от экватора, из области струйных течений.

Симбатно увеличению кварца идет увеличение содержания иллита, другого минерала — индикатора эолового материала.

Содержание плагиоклазов и полевых шпатов по отношению к кварцу меняется, что связано с поступлением части этих минералов из вулканогенных источников, части — из терригенных.

Поступление вулканогенного полевошпатового материала идет симбатно тонкодисперсным пироксенам, являющимся индикаторами андезитового вулканизма. Отношение пироксены—плагиоклазы почти постоянно и равно 3 для ранне- и среднетретичных отложений. Для образцов из западной части океана, т. е. ближе к центрам андезитового вулканизма, для позднетретичных отложений оно равно 1,4.

Диагенетические изменения в колонках на протяжении 50 млн. лет очень слабые: отмечается прогрессивная деградация хлорита, но он различается еще и в эоценовых отложениях.

Для указанного интервала времени удается выделить три различимые группы тонкодисперсных минералов: континентальную, океанских платформ и геосинклиналей, эти группы соответствуют питающим мегапровинциям.

Континентальная группа включает кварц, иллит, щелочной полевой шпат, отношение плагиоклазы — кварц 0,6 (для фракции 2—20 *мкм*). Во фракции меньше 2 *мкм* отношение каолинит—иллит 0,2 и ниже, хлорит—иллит 0,3. Эта группа минералов содержится в отложениях всех возрастов, но ее роль возрастает от 10% для эоцена до более 50% для четвертичных отложений. Значение континентального материала растет в аридных зонах (к северу и югу от экваториальной), что связано с эоловым его переносом.

Океанская группа минералов — монтмориллонит, филлипсит, часто клиноптилолит-гейландит, все это продукты изменения пирокластики и подводных извержений.

Группа минералов комплекса островных дуг — хлорит, пироксены. Отношение пироксен — плагиоклаз 1,4 (фракция 2—20 *мкм*), отношение каолинит — иллит значительно больше 0,3, хлорит — иллит больше 0,6. Распространение этого комплекса отчетливо связано с андезитовыми островными дугами западной части океана, а также с вулканизмом Центральной и Южной Америки. Эта группа минералов играет малую роль в ранне- и среднетретичное время и резко усиливается в позднем миоцене и плейстоцене.

Таким образом, за последние 50 млн. лет менялись соотношения между главными тремя компонентами, однако набор минералов сохраняется, что указывает на отсутствие существенных климатических изменений в экваториальной зоне, которые могли бы вызвать смену минеральных комплексов.

Резкие изменения в соотношениях между минералами в период от 20 до 10 млн. лет назад связаны с изменением всей системы экваториальной циркуляции: из-за перекрытия «Панамского моста», прекращения поступления больших количеств монтмориллонита из района Центральной Америки. Второе открытие «моста» имело место, вероятно, в эоцене.

Данные бурения в Тихом океане дают возможность судить о распределении глинистых и тонкодисперсных минералов более чем для 100 колонок, нижние горизонты которых имеют возраст до 150—160 млн. лет.

Казалось, можно было ожидать, что в смешанослойном образовании монтмориллонит — иллит в древних слоях колонок будет происходить увеличение слоев иллита, однако картина получилась обратной. Эти и другие данные показывают, что в колонках из Тихого океана, имеющих возраст до 150 млн. лет, не идет направленных диагенетических изменений глинистых минералов.

На протяжении последних 150 млн. лет главные изменения в количественных соотношениях минералов в кернах определяются в основном содержанием монтмориллонита, связанного с преобразованием вулканического материала. Соотношения между тремя другими минералами сохраняются почти постоянными. Если в современных океанских осадках наиболее распространенным глинистым минералом является иллит, то в кернах он уступает первенство монтмориллониту, добавочные количества которого (кроме терригенного) возникают при преобразовании вулканокластики. Это наиболее общий и распространенный из процессов преобразований глинистых минералов в кернах древних океанских отложений.

Кроме диагенетических изменений в небольшом количестве колонок и кернов обнаружены явные признаки гидротермального воздействия на осадок, что приводит к существенным его

изменениям. Это прежде всего возрастание содержания магния — от обычных фоновых содержаний 2—3% до 7—10%! Закономерности изменения глинистых минералов при гидротермальных воздействиях установлены З. Н. Горбуновой (1973а, 1974) по данным полигонных исследований, а также 8-го рейса нис «Дмитрий Менделеев» и по материалам изучения кернов бурения. Наибольшие изменения — в отбеленных прослоях осадков, где к обычному комплексу глинистых минералов прибавляются вермикулит и биотит, а иногда также и амфибол. Происходит замещение лабильных компонентов стабильными, диоктаэдрических разностей триоктаэдрическими (вероятно, замещение в октаэдрах алюминия магнием). Очевидно, тем же путем образовался и сепиолит в отложениях Срединно-Атлантического хребта (Hathaway, Sachs, 1965).

Гидротермальные преобразования осадков встречаются: 1) в области срединных хребтов или в нижних частях керна, залегающих на базальте и отвечающих стадии срединных хребтов; 2) в глубоких ущельях-разломах; 3) на вершинах и склонах подводных вулканов.

Провинции тонкодисперсных минералов

Ледовые провинции (I) — хлорит-иллитовые с полевыми шпатами (рис. 49). Хлорит составляет 20—30%, иллит — 30—50% от глинистых минералов, а полевые шпаты встречаются здесь в максимальных количествах, известных для осадков, — 10—20% и более от осадка в целом (а не от суммы глинистых минералов!). Особенно четко полевошпатовая доминанта прослеживается в ледовых и холодных частях умеренных зон: от них к теплым частям идет очень быстрое снижение до значений меньше 10% (исключения имеют место в аридных зонах и близ вулканических центров).

Умеренные провинции (II) связаны с ледовыми постепенным, но отчетливым переходом. В комплексе глинистых минералов заметно снижается (до 10—20%) содержание хлорита и растет содержание иллита, что особенно ясно видно в материковом северном полушарии, где в умеренных зонах содержание иллита обычно более 50%, а в ряде мест и более 70%, т. е. для умеренных зон типична иллитовая доминанта. Влияние ледовых зон проявляется в обогащении хлоритом по мере продвижения к полюсам, а теплых — в обогащении каолинитом по мере приближения к экватору. Для умеренных провинций типичны высокие содержания тонкодисперсного кварца —10—20%.

Аридные провинции (III) в силу особенностей самого механизма поставки осадочного материала более пестрые. Провинции северного полушария выражены намного яснее, чем южного. Здесь особенно возрастает роль эолового тонкодисперсного кварца (по осям струйных течений от 10 до 30% от осадка), а также полевых шпатов (10—20%). Среди глинистых минералов обычно преобладание иллита — самого распространенного из глинистых минералов, но в ряде мест он уступает каолиниту и монтмориллониту. Сочетания этих трех минералов и определяют особенности провинций осадков аридных областей. Для северной аридной зоны Тихого океана (III-2) типичны очень высокие содержания иллита — обычно его более 50%, а монтмориллонита и каолинита очень мало. Это, таким образом, кварцево-полевошпатово-иллитовая провинция. В Атлантическом океане (III-1) это также область господства иллита, но с заметной примесью каолинита и монтмориллонита (до 20% каждого) в южной части. Важные минералы — индикаторы этой провинции — доломит и палыгорскит из Сахары.

По комплексам минералов аридной зоны южного полушария выделяются районы, прилежащие к Австралии (III-4 и III-5) и южной части Тихого океана (III-3).

Для южной части Тихого океана типично очень высокое содержание монтмориллонита (более 50%, в ряде мест более 70% от глинистых минералов) при очень низком (менее 5%) другого минерала теплых зон — каолинита. Содержание иллита здесь в пределах 20—30%, с ростом в сторону суши. Это, таким образом, иллит-монтмориллонитовая провинция с полевыми шпатами (10—20%).

Близ Австралии в Тихом океане протягивается полоса (III-4), связанная с развеиванием пустынь Австралии,— это провинция каолинита (10—20%, а с приближением к суше более 40%) и иллита (20—30%), а также хлорита (20—30%) на фоне довольно высокого содержания монтмориллонита (30—50%), типичного для всей этой зоны. Таким образом, на монтмориллонитовом фоне вырисовывается очень четкая аридная провинция Австралии. В соответствии с ветрами часть ее направлена на восток (III-4), другая часть — на запад (III-5), для Индийского океана типично поступление тонкодисперсного кварца — 10—20%.

Резко отличается южная аридная зона Атлантического океана (III-6) — здесь очень мало каолинита (5—10%) и хлорита (меньше 10%). Комплекс определяется преобладанием иллита (40—50%) с подчиненным количеством монтмориллонита (20—40%); кварца, как и в других аридных зонах, от 10 до 30% от осадка. Комплекс, таким образом, монтмориллонитово-иллитовый с кварцем.

Типично для осадков аридных зон также ши-

рокое развитие в них филлипсита, особенно в южных зонах, характерных минимальными скоростями седиментации. Цеолиты, как и монтмориллонит, связаны с преобразованием тонкодисперсных стекол в осадке.

Для *провинции экваториальной гумидной зоны (IV)* во всех трех океанах характерен один комплекс, в котором доминируют два минерала — каолинит и монтмориллонит; встречается и гиббсит (только во фракции 2—20 *мкм*). Широко распространенный в других климатических зонах иллит теряет здесь свою роль: в Тихом океане его в этой зоне обычно менее 20%, в Атлантическом и Индийском — 30—40% и только близ устья Амазонки, выносящей иллит из горных районов,— до 50%. Для экваториальной зоны Тихого океана (IV-3) весьма характерно преобладание монтмориллонита — его здесь 50—70% и более; каолинита обычно 10—12%, и только в зоне, находящейся под влиянием материка Австралия, содержания его достигают 20—40%.

В Атлантическом океане (IV-1) близ участков суши с хорошо развитыми корами выветривания (в Африке и Южной Америке) для экваториальной зоны типичны очень высокие (до 40% и более) содержания каолинита, концентрация монтмориллонита намного ниже, чем в Тихом океане (20—30%); велика также роль иллита (от 30 до 50%). Экваториальная провинция Индийского океана (IV-2) сходна с провинцией Атлантического: высокое содержание каолинита, связанного с Австралией, пониженное — монтмориллонита и довольно заметное — иллита. Таким образом, провинции экваториальной зоны каолинит-монтмориллонитовые или монтмориллонит-каолинитовые, нередко со значительным количеством иллита. Интересна картина распределения кварца и полевых шпатов в экваториальной зоне. Для полевых шпатов характерны очень низкие значения, за исключением областей вулканизма, где главная часть тонкодисперсных полевых шпатов в этих зонах вулканогенная. Поскольку при тропическом выветривании происходит разрушение почти всех минералов, за исключением кварца, можно было бы ожидать здесь повышенного его содержания, чего не отмечается для пелагических областей, но что очень четко проявляется в периферических частях океанов. Обогащение кварцем затрагивает крупнозернистую часть осадка, тонкозернистого, связанного главным образом с эоловым разносом; в экваториальных зонах кварца меньше, чем в других зонах океана (см. рис. 24).

Из сказанного следует, что в пелагических океанских осадках прослеживается закономерное зональное сочетание тонкодисперсных (глинистых и обломочных) минералов, тесно связанное с зональностью их поставки с суши и через нее с климатической зональностью. Другая связь с климатической зональностью — через системы транспортировки осадочного материала — по воздуху и по воде. В соответствии с общими закономерностями динамики атмосферы и гидросферы характерно преобладание широтной составляющей переноса. Сочетание зональных особенностей поставки с зональными особенностями распределения и создает зональность провинций тонкодисперсных минералов в осадках. Среди сходных по своим комплексам биполярных провинций при детальном исследовании могут быть выделены также и многочисленные подпровинции, отражающие региональные и локальные особенности подготовки и транспортировки осадочного материала. Закономерное и биполярное распределение провинций глинистых и тонкодисперсных обломочных минералов — одно из выражений зональности современной седиментации.

Р и с. 49. Провинции и подпровинции тонкодисперсного (глинистого и обломочного) материала, соотношения между важнейшими минералами и основные области распространения аутигенных минералов в осадках морей и океанов

Провинции (I—IV) и подпровинции тонкодисперсных минералов: 1 — ледовые и холодных частей умеренных зон (хлорит-иллитовые с полевыми шпатами). Подпровинции: *1* — северная атлантическая; *2* — северная тихоокеанская; *3* — южная (для всех океанов); *II* — теплых частей умеренных зон (иллитовые с тонкодисперсным кварцем и пониженным содержанием полевых шпатов). Подпровинции: *1* — северная атлантическая; *2* — северная тихоокеанская; *3* — южная (для всех океанов); *III* — аридные (иллит-каолинит-монтмориллонитовые с кварцем, доломитом, палыгорскитом). Подпровинции: *1* — северная атлантическая; *2* — северная тихоокеанская; *3* — южная тихоокеанская; *4* — восточно-австралийская; *5* — западно-австралийская; *6* — аравийская; *7* — южная атлантическая; *IV* — экваториальные (каолинит-монтмориллонитовые и монтмориллонитовые, бесполевошпатовые; с кварцем и гиббситом в Атлантическом и Индийском океанах). Подпровинции: *1* — атлантическая; *2* — зондская; *3* — тихоокеанская. *Важнейшие аутигенные минералы* и области распространения: *1* — филлипсит (без количественных определений). Содержание филлипсита в %: *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — от 20 до 40; *5* — более 40. Прочие обозначения: *6* — распространение клиноптилолита; *7* — то же, глауконита; *8* — фосфатные минералы.

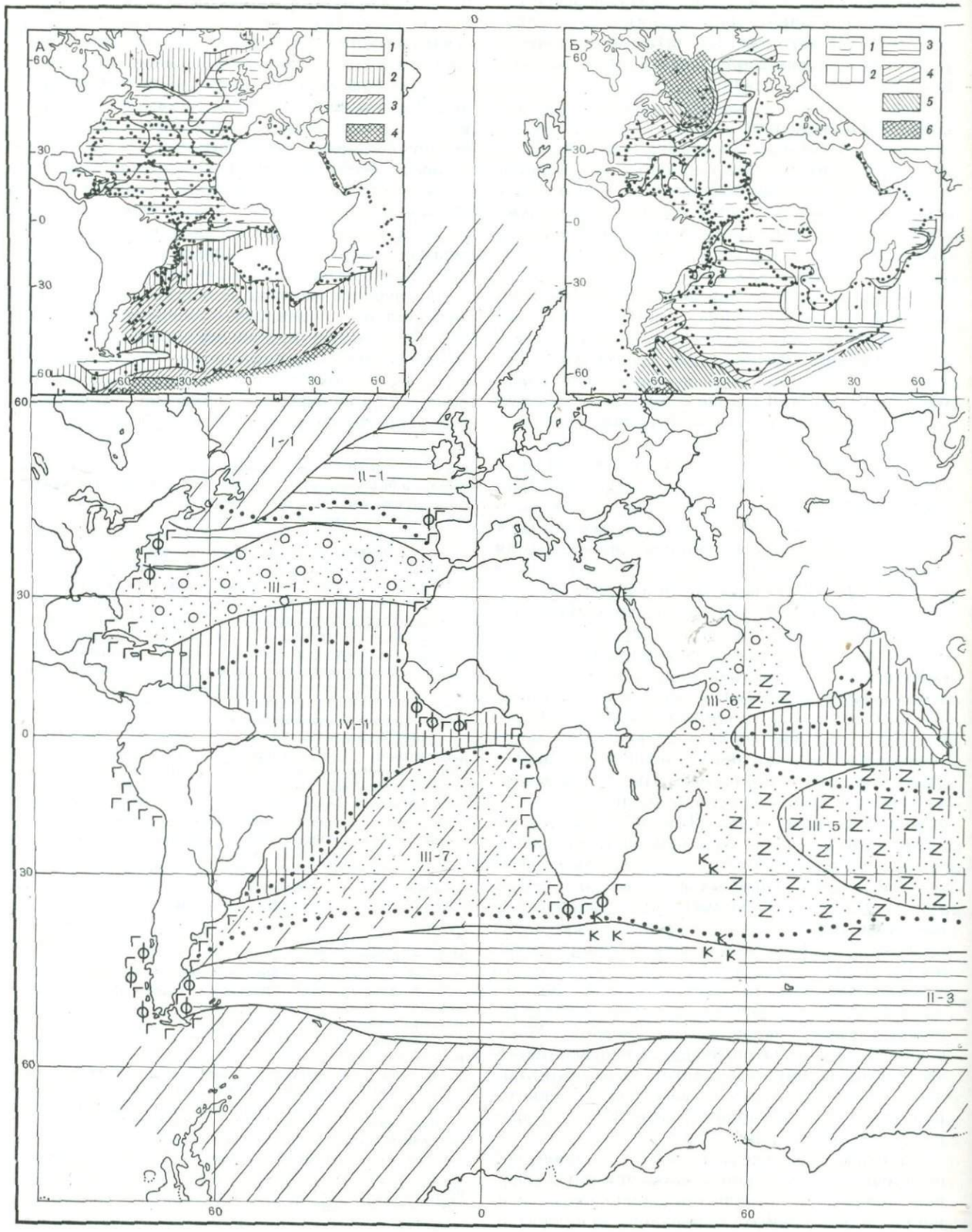
На врезках:

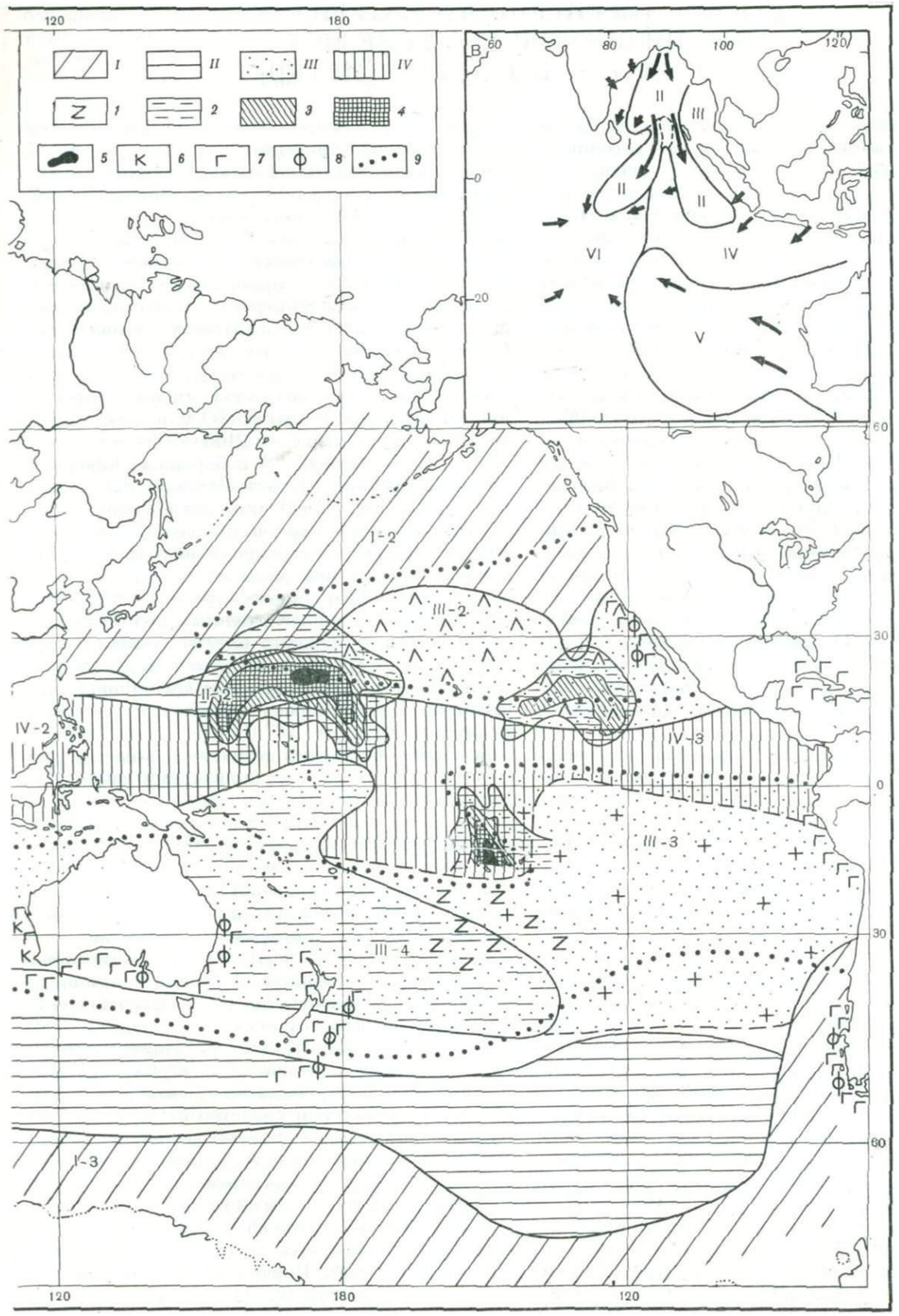
А—Б. Отношение содержаний минералов во фракции 2—20 *мкм* осадков (Biscaye, 1965):

А. Клиноптилолит + гейландит/иллит: *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,25; *3* — от 0,25 до 0,5; *4* — более 0,5; точки — станции.

Б. Амфибол/иллит: *1* — менее 0,05; *2* — от 0,05 до 0,1; *3* — от 0,1 до 0,25; *4* — от 0,25 до 0,5; *5* — от 0,5 до 1,0; *6* — более 1,0; точки — станции.

В. Провинции тонкодисперсных минералов в осадках северо-восточной части Индийского океана (Venkatarathnam, Biscaye, 1973): *I* — декканская, траповая (монтмориллонитовая — смектитовая, менее 20% иллита и 12% каолинита и хлорита); *II* — гангская (30—70% иллита и более 10% хлорита); *III* — андаманская; *IV* — индонезийская (более 60% смектита, менее 20% иллита и каолинита, менее 10% хлорита); *V* — австралийская (более 20% каолинита, менее 60% смектита, 20—25% иллита); *VI* — межхребтовая (смектитовая); стрелки — направление миграций


А
Б
1
2
3
4
5
6
I-1
II-1
III-1
IV-1
III-6
III-5
III-7
II-3
K
Z
Г
Ф


I
II
III
IV
Z
K
Г
Ф
В
VI
V
I-2
II-2
III-2
IV-2
IV-3
III-3
III-4
I-3
120
180
60
30
0
20

ВОЗРАСТ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА КАК ИНДИКАТОР ЕГО ГЕНЕЗИСА (ВОЗРАСТНАЯ И ИЗОТОПНАЯ МЕТКИ)

Возможности применения методов определения абсолютного возраста (калий-аргонового и стронций-рубидиевого) были выяснены немногим более 15 лет назад. В особенности много в этом направлении было сделано А. Я. Крыловым. Им, в частности, в 1959 г. было показано, что аргоновый метод может с успехом применяться для изучения миграции терригенного материала (Крылов, Силин, 1959). Метод «возрастной метки» океанских донных осадков был впервые применен для Индийского океана, а затем частично Тихого (Крылов и др., 1961).

Дополнительные материалы получены для Атлантического океана (Hurley a. o., 1963), а также для поверхностного слоя осадков и колонок Черного (Крылов и др., 1973, а, б), Средиземного (Емельянов и др., 1973), Балтийского (Крылов, Силин, 1963), Каспийского (Крылов, Силин, 1959) морей. Кроме калий-аргоновых определений для составления карты (рис. 50) мной использованы также надежные стронций-рубидиевые и свинцовые датировки для суши и островов, приведенные в многочисленных работах. Ценные сводки возрастных определений имеются по Антарктиде (Webb, Warren, 1965), а по стронций-рубидиевому методу показательна книга Г. Фора и Дж. Пауэлла (1974).

Количество датировок пока еще не очень значительно, но главные хронологические особенности водосборов, а также возраста вулканических островов удается с успехом применить для выявления генезиса и путей миграции. Отчетливо видно, что возраст материала донных осадков соответствует возрасту питающих (водосборных, ледосборных, эоловых) провинций суши.

Детальные исследования в морях дали возможность установить и некоторые возрастные закономерности, которые в океанах проступают не столь отчетливо.

1. В осадках с широким гранулометрическим спектром возраст фракций нередко оказывается различным. Это и естественно, так как при обычных условиях более грубый материал осадка отвечает близким источникам, более мелкий — дальним. Разница в возрасте песчано-алевритовых и пелитовых фракций обнаружена, в частности, в Средиземном море. Здесь крупные фракции пелагических осадков формируются эоловым путем (в Восточном Средиземноморье), а тонкий материал поступает из тропической Африки, где размываются молодые вулканические сооружения. Отчетливо маркируется область распространения материала р. Нила на значительной площади дна, вплоть до о. Кипр (Крылов и др., 1973 а, б). Возраст неразделенного осадка такого типа складывается из возрастов их отдельных фракций (рис. 50, *А*).

2. При полиминеральном составе донных осадков (особенно в прибрежных песках) нередко встречаются минералы, резко различающиеся по устойчивости и возрасту. Обычно наиболее древними бывают зерна самых стойких минералов, в частности циркона. Так, для песков Миссисипи возраст калиевых полевых шпатов оказался равным 1900 млн. лет, а циркона из тех же проб — 2100—3000 млн. лет. Для песков восточного побережья Северной Америки средний возраст 400 млн. лет, а для циркона — 900 —1500 млн. лет (Ledent a. o., 1964), поскольку циркон прошел больше осадочных циклов, чем полевые шпаты и другие преобладающие минералы отложений.

3. Анализ возраста осадочного материала был проведен в многочисленных колонках донных осадков из Южного океана, а также и из Черного моря (рис. 50, *Б*). Этот метод дает возможность изучить смену питающих провинций, что иногда может прослеживаться и по минеральному составу.

4. Резкое снижение возраста в колонках из Антарктики связано с появлением пеплового материала, крупность его часто соответствует пелиту, и при микроскопическом изучении этот материал не выявляется. «Возрастная метка» может быть одним из главных приемов выявления тонкодисперсного стекла в глубоководных илах, когда другие методы, включая микроскопическое изучение, невозможны.

5. Резко меняются возрасты при аутигенном образовании глауконита. Наличие глауконита в донных осадках обычно четко прослеживается по нарушениям возраста.

Важные результаты дает изучение изотопов стронция (изотопная метка) и вероятного возраста стронций-рубидиевым методом. Для стронция характерно сродство с Ca, что обусловлено близостью их ионных радиусов. В терригенных осадках он связан главным образом с плагиоклазами и апатитом.

Для изучения седиментации и геохимической обстановки наибольшее значение имеет отношение двух стабильных изотопов природного стронция Sr^{87}/Sr^{86}. Первый из них образуется за счет радиоактивного распада рубидия. По-

этому изотопный состав стронция зависит от отношения Sr/Rb в образце, а также от длительности их совместного нахождения. Рубидий по свойствам близок к калию. На этом основано предположение о постоянстве отношения K/Rb в породах, которое принималось равным 230. Позже было установлено, что в ходе дифференциации магмы отношение снижается за счет роста содержания Rb (в гранитах — 50—350, в континентальных базальтах — 150—100, в океанических базальтах — 450—2000). Первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} не меняется в ходе выветривания (хотя отношение Rb/Sr при выветривании сильно возрастает) и транспортировки; оно, таким образом, является изотопной меткой пород водосбора, отражает состав магмы, из которой кристаллизовались эти породы (Фор, Пауэлл, 1974), а также состав осадочных метаморфических пород и кор выветривания (Dash, 1969). Значение изотопных отношений и содержание стронция в главных типах пород показаны на рис. 50, *В*. Любопытно сходство изотопных отношений базальтов вулканических островов и андезитов периферических зон океанов. Изотопный состав базальтов океанического дна ближе всего, по-видимому, к изотопному составу верхней мантии.

По изотопному отношению стронция базальты океанских островов, ложа океанов и андезиты краевых зон не различаются — все они имеют отношение, равное 0,7030.

Для наиболее характерных континентальных пород — гранитов — изотопное отношение меняется от 0,700 до 0,737, в еще более широких пределах меняются изотопные отношения для ультраосновных пород.

Изотопный состав океанских вод образуется за счет наложения продуктов размыва различных изверженных и осадочных пород суши. Отмечено изменение изотопного отношения от мела (0,707) до современного этапа (0,709), что, возможно, свидетельствует о перестройке питающих провинций — от палеозойских к мезозойским (около 150 млн. лет назад).

Современные изотопные отношения стронция для Атлантического океана (рис. 50, *Г*) позволяют выделить несколько провинций терригенного материала, а также пути его распространения на дне.

Особенно высокие отношения отмечаются в экваториальной зоне (близ рек Конго и Нигер). Этот материал распространяется широтно в экваториальной зоне и в небольших количествах достигает берегов Южной Америки. Материал из питающей провинции Северной Америки распространяется в основном к востоку в соответствии с Гольфстримом и достигает берегов Англии.

Материал питающей провинции Южной Европы распространяется на юго-запад. Четко выделяются также и ледовые (айсберговые) зоны северного и южного полушарий. Таким образом, изотопные отношения в обломочном алюмосиликатном материале осадков показывают значительные изменения, связанные с составом пород питающих провинций (Dash, 1969; Dash, Biscaye, 1971; Dash a. o., 1966).

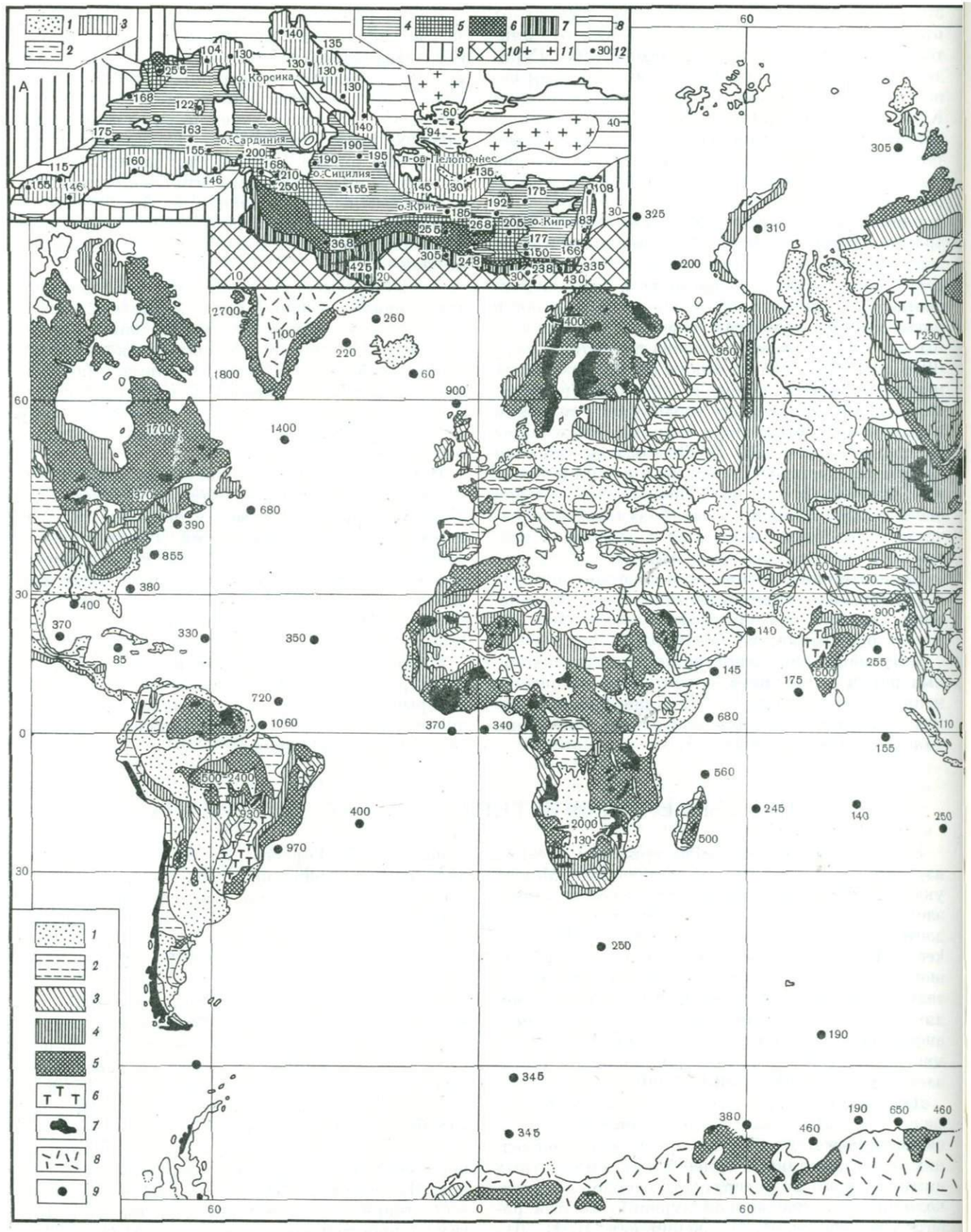
Установленные провинции в донных осадках и направления миграции соответствуют тем, которые следуют из анализа глинистых и тонкодисперсных минералов, а частично и алевритовых фракций осадков.

ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Геохимия терригенного материала в океанах изучена пока крайне недостаточно. Можно указать, что характеристика содержания макроэлементов в донных осадках Мирового океана дается чаще всего по 25 определениям (El—Wakeel, Riley, 1961), иногда с добавлением небольшого количества анализов других исследователей (Goldberg, Arrhenius, 1957). Общее количество определений макроэлементов в океанских осадках до недавнего времени было немногим более 100, из них ряд анализов вызывает сомнения (Wedepohl, 1969).

Для восполнения этого пробела в отделе физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР на протяжении последних 5 лет выполнено более 3 тыс. силикатных анализов проб из поверхностного слоя осадков, колонок, а также кернов бурения. В этой работе участвовали И. Б. Зверинская, В. Н. Лукашин, В. В. Гордеев, Е. М. Емельянов. Полученный материал послужил основой для последующего изложения, определения сделаны как процентным методом, так и в абсолютных массах. Детали методики изложены в отдельных работах (Лисицын, 1975; Zverinskaja, 1970).

Тактика выбора самых показательных элементов для выяснения особенностей терригенного материала состоит в том, чтобы, во-первых, взять несколько наиболее распространенных породообразующих элементов, каждый из которых (или сумма нескольких) характеризовал бы основную часть терригенного материала. Например, кремнезем в осадочных толщах континентов в среднем составляет 49,82% (Ронов, Ярошевский, 1967) — без малого половину всего терригенного материала, а вместе с другим распространенным окислом — Al_2O_3 — 63%.



Р и с. 50. Абсолютный возраст пород и изотопные отношения питающих провинций и терригенного материала на дне морей и океанов.

Абсолютный возраст питающих провинций по данным калий-аргонового метода в млн. лет (по данным А. Я. Крылова): *1* — кайнозойский (0—70); *2* — мезозойский (70—230); *3* — верхнепалеозойский (230—350); *4* — средне- и нижнепалеозойский (350—600); *5* — докембрийский (более 600). Прочие обозначения: *6* — траппы; *7* — магматические породы и их возраст; *8* — современное покровное оледенение; *9* — возраст проб пород и осадков

На врезках:

А. Средиземное море. Возраст минералов осадков в млн. лет (Емельянов и др., 1973): *1* — менее 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 150; *4* — от 150 до 200; *5* — от 200 до 250; *6* — от 250 до 300; *7* — более 300. Области складчатости на суше: *8* — кайнозойской; *9* — эпигерцинских платформ; *10* — докембрийской платформы; *11* — срединных массивов; *12* — средний возраст, млн. лет.

Б. Черное море. Возраст минералов донных осадков и аллювия (Крылов и др., 1973а, б): *1* — абсолютный возраст минералов осадков; *2* — абсолютный возраст аллювия; *3* — преобладающий возраст пород областей сноса. Прочие обозначения: *4* — преобладающие течения.

В. Содержание стронция и изотопные отношения стронция (Sr^{87}/Sr^{86}) в изверженных породах мегапровинций континентов, андезитовой зоны и дна океанов (Фор, Пауэл, 1974): *1* — в дунитах и перидотитах; *2* — в юрских долеритах Антарктиды и Тасмании; *3* — в континентальных фельзитовых вулканических породах; *4* — в континентальных базальтовых породах; *5* — в базальтах океанического дна; *6* — в циркумокеанических андезитах и дацитах; *7* — в щелочных базальтах океанских островов.

Г. Изотопные отношения стронция (Sr^{87}/Sr^{86}) в алюмосиликатном материале донных осадков Атлантического океана **(Dash, 1969, с изменениями автора)**: *1* — от 0,7000 до 0,7100; *2*—от 0,7200 до 0, 7300; *3* — от 0,7100 до 0,7200; *4*—от 0, 7300 до 0,7400; *5* — более 0,7400. Точки — станции

Важным является и то, что оба элемента поступают в океан из рек на 96—99% в виде взвеси.

Во-вторых, весьма показательными являются распространенные элементы-гидролизаты, которые, так же как и указанные породообразующие, существуют в реках в форме взвеси.

Немаловажную роль при современном уровне геохимических знаний и развития методики играют надежность аналитических определений

Fe	Pb	V, Zr	Cr	Mn	P	Ni	Co	Zn	Cu	Mo	U
99	98	97	96	96	93	92	88	86	81	42	32

и количество заслуживающих доверия анализов.

Для сравнительной характеристики устойчивости различных элементов пользуются рядами подвижности, разработанными для кор выветривания, речных и океанских вод и донных осадков.

Для характеристики устойчивости (и подвижности) элементов в корах выветривания применяют количественные показатели — коэффициенты водной миграции (Перельман, Батулин, 1962), а также коэффициент устойчивости K (Лисицына, 1973, 1975). По данным Н. А. Лисицыной, к числу наиболее устойчивых в корах выветривания ($K>0{,}8$) относят Al, Ti, Ga, Fe, к малоподвижным ($K=0{,}5$—$0{,}6$)— P, Zr, V, Cr, к подвижным ($K=0{,}4$—$0{,}2$) — Si, Zn, Cu, Ni, Co и к легкоподвижным ($K<0{,}2$)— K, Na, Mn, Ca, Mg.

Ряды подвижности элементов для речных вод были построены несколькими авторами для рек бассейна Черного моря; эти ряды отличаются друг от друга и имеют в основном качественный характер (Глаголева, 1959, 1961; Коновалов и др., 1968; Лубченко, Белова, 1973). Такие отличия объясняются как методическими расхождениями, так и отбором проб в разные сезоны.

Существенно отличаются эти ряды подвижности от ряда подвижности для Оби (Нестерова, 1965), что отвечает широтной зональности кор выветривания и формам миграции элементов и различиям в геологии водосборов и др.

Для количественной характеристики устойчивости элемента удобно использовать отношение миграции элемента во взвеси (в %) к общему содержанию этого элемента в речной воде (суммарно во взвешенной и растворенной формах). По данным В. В. Гордеева и А. П. Лисицына (1976), ряд подвижности для рек Мира имеет вид:

Ti	Al	Fe	Mn	Si	P	K	Mg	Ca	Na
99,7	99,6	98,5	98,3	95,6	94,1	78,8	62,7	46,5	42,5

В левой части ряда сосредоточены наиболее стойкие элементы, в правой — наиболее подвижные. Обращает на себя внимание высокое содержание щелочных и щелочноземельных во взвешенной форме (обломочные и глинистые минералы). Кроме перечисленных наиболее распространенных элементов, на 99% и более мигрируют в речной взвеси Ta, Nb, Sc, Cs; на 98—99% — Pb, Ga, Cr, V; на 97 — 98% — Th, Zr, Rb, Yb.

Построенный на той же основе ряд подвижности элементов для рек Черного моря, по И. И. Волкову (1975), имеет вид:

Fe	Pb	V, Zr	Cr	Mn	P	Ni	Co	Zn	Cu	Mo	U
99	98	97	96	96	93	92	88	86	81	42	32

Подвижность элементов в океанах может быть оценена сходным методом, по соотношению элементов в растворенной и взвешенной формах ($Me_{взв}/Me_{раств}$). Для океанской взвеси ряд подвижности имеет вид (Лисицын, Гордеев, 1974):

Al	Fe	Cu	Zn	Mn	Si
2,0	1,4	0,2	0,09	0,06	0,01

Если воспользоваться этим приемом для количественной характеристики подвижности элементов в корах выветривания амфиболитов экваториальной зоны (данные Н. А. Лисицыной, 1973), то для рассматриваемых элементов ряд подвижности будет иметь вид:

Al	Fe	Si	Cu	Zn	Mn
1,2	0,8	0,4	0,3	0,3	0,04

Сходство последних двух рядов объясняется тем, что главная часть терригенного материала поставляется в океаны из экваториальной зоны суши.

Для взвеси Индийского океана В. Н. Лукашин (1974) приводит следующий ряд подвижности: Zr → Ga → V → Co → V → Cr → Ni.

Для донных осадков морей и океанов приводятся свои ряды подвижности. Для осадков Японского моря: Ti → Pb → Ni → [Cr—V] → →W → [Zn—Cu—Mo] → Fe → Mn (Грамм-Осипов и др., 1973); Охотского моря: [Fe—Ti—V— —Cr] → W → [Cu—Ni] → [Mn—Mo—Co] (Страхов, Нестерова, 1968); Индийского океана: Zr → Al → Ga → [Cr — V] → Ni → Y → Co (Лукашин, 1974).

Из сопоставления рядов для речной и океанской взвеси и донных осадков можно видеть, что при сохранении большинства элементов левой и правой частей ряда среди промежуточных элементов отмечаются довольно многочисленные перемены. Это связано с особенностями водосборов, а также с влиянием климата. При прочих равных условиях подвижность элементов максимальна в экваториальной зоне, где до 50—70% (от их содержания в исходных коренных породах) мигрирует в растворен-

ной форме, в то время как эта же цифра в ледовых зонах близка к нулю.

Сопоставление подвижности элементов в океанских и речных водах показывает существенные расхождения, которые сводятся к тому, что в океанах бóльшая часть элементов гораздо подвижнее, чем в реках. Масштабы этого явления, как приходилось неоднократно писать ранее (Лисицын, 1964), недооцениваются литологами и геохимиками. Для перевода растворенных форм элементов в осадки главную роль играет их биологическая экстракция, соосаждение и сорбция.

Для организмов жизненная необходимость элементов определяется тем, что отсутствие данного элемента не может быть заменено каким-либо другим элементом, и это отсутствие мешает завершить стадию роста, приводит к истощению и гибели организма даже при прочих благоприятных условиях.

Для фитопланктона и растений суши жизненно важные элементы разделяются на три группы: макроэлементы (N, P, K, Mg, Ca, S), микроэлементы (Fe, Mn, Cu, Zn) и элементы ультрамикрогруппы (Co,Mo,V).

Для зоопланктона и животных организмов жизненно важны Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Mo, Sc, J, к вероятно жизненно важным относят Ba, B, F и др. (Аллауэй, 1967).

По-видимому, число необходимых для фито- и зоопланктона элементов значительно больше, чем считается.

Элементы поступают из растворов и взвесей океанской воды в организмы через биологические мембраны в основном в виде хелатных соединений с органическими лигандами. При перемещениях элементов внутри организмов происходят неоднократные их изменения, часто именно эти изменения состояния и определяют биологическую функцию элемента. Для вхождения в клетку фитопланктона частицы взвеси должны быть растворены в пространстве, омывающем клетку, или в слизи. Несмотря на огромный диапазон изменений концентраций и форм элементов в океане, их содержания внутри клеток практически постоянны. Опытным путем доказано, что перемещение элементов внутри растений океана идет не в виде простых ионов, а в виде внутрикомплексных соединений. Важнейшая роль малых элементов — это участие в метаболических процессах, металлоферментах или в ферментах, активированных металлами. После гибели организмов органические соединения металлов вместе с плазмой попадают в воду.

Так как история каждого элемента в океане, как мы видим, весьма сложная, для характеристики геохимии терригенного материала необходимо отбирать такие элементы, которые в максимальной мере связаны с терригенным веществом, не поступают с эндогенным материалом и не участвуют в биологическом цикле.

Распределение элементов во взвеси и донных осадках в значительной мере зависит от гранулометрического состава, отсюда наблюдается тяготение разных элементов к определенным размерным фракциям. Одни элементы в наибольших количествах концентрируются в крупных фракциях, другие — в промежуточных (алевритовых), третьи — в пелитовых. Для большинства элементов в океанах, однако, характерна тенденция к общему увеличению концентрации в тонких фракциях. Обусловлено это тем, что наряду с формой существования элементов в кристаллических решетках минералов в пелитовых фракциях важное значение имеют еще и сорбированные формы, а также формы, связанные с соосаждением гидроокислами Fe и Mn и с тонким биогенным материалом.

Гидроокислы Fe и Mn в момент гидролиза захватывают из разбавленных растворов малые элементы (соосаждение), и, кроме того, часть элементов сорбируют на поверхности мицелл гидроокислов, а в ряде случаев химически связываются с ними.

В речных водах господствуют реакционноспособные формы Fe и Mn — на их долю приходится от 50 до 90% от валового содержания этих элементов в воде: в болотистых и застойных водах северных рек значительную роль играет Fe^{2+}, в других местах, безусловно, господствует Fe^{3+}. В поглощенном комплексе глин в речных водах содержится всего 1—15% от валового содержания этих элементов. С гидроокислами Fe и Mn мигрирует и тесно связана в дальнейшей геохимической истории большая группа элементов, в частности до 50—60% Co и до 70—80% Pb и Cu от валового содержания (Лубченко, Белова, 1973). Для понимания закономерностей распространения этих сорбированных элементов важно то, что при вхождении в оксигидраты их индивидуальные свойства теряются и они приобретают свойства оксигидрата-носителя.

Эта потеря «индивидуальности» свойств элементов была проверена А. К. Лаврухиной (1957). Было показано, что элементы приобретают свойства коллоидного носителя. Отсюда ясно: во взвеси связь элементов с гранулометрическим составом в одних случаях прямая, что характерно для значительной части литогенных элементов, входящих в решетки минералов, в других — опосредствованная, через носители, которыми могут быть кроме оксигидратов еще биогенные формы, а также пелитовые. Для элементов первой группы характерна устойчивость в разных условиях среды, для

второй, наоборот, свойственны подвижность, способность мигрировать, менять формы и валентность.

В донных осадках для выяснения связей элементов с гранулометрическим составом применяют разные приемы: графики корреляционных связей элемент — фракция, определение вклада разных фракций в накопление элемента в осадке и др. Одним из простейших и показательных приемов служит сопоставление содержания элемента в разных гранулометрических типах осадков какого-либо конкретного водоема: в песках — алевритах — пелитах. Таким методом, в частности для Японского моря, удается выделить три группы элементов (Грамм-Осипов и др., 1973):

1) непрерывный рост от песков к пелитам (Al, Ga, Cr, Cu, Ni, Co);

2) рост от песков к пелитам с минимумом в крупных алевритовых фракциях (Mn, Mo, W, Zn, Fe, V);

3) стабильность содержания элементов (Ti, Pb, Sn).

Эти группы, однако, не являются универсальными: в других климатических зонах закономерности распределения элементов по фракциям оказываются иными, что связано как с зональностью подготовки элементов в корах выветривания суши, так и с зональными агентами транспортировки (участие эолового фактора, перенос льдами и др.).

Из сказанного ранее ясно, что от ледовых зон к экваториальным в общем снижается роль обломочных форм и возрастает роль сорбированных, а также оксигидратов Fe и Mn. Биос меняет свойства элементов не только вовлечением их в пищевые цепи или на построение панцирей, но и, после гибели организмов, путем сорбции элементов мертвой органикой или обломками панцирей, а также изменением окислительно-восстановительной обстановки вод и осадков, что приводит к изменению валентности и свойств элементов, способствует появлению новых форм их миграции и связей с гранулометрией.

Итак, формы элементов в океанах весьма разнообразны, меняются в пространстве и времени, что с особенной четкостью прослеживается при определении конкретных элементов. Рассмотрим прежде всего наиболее показательные для терригенного процесса элементы-гидролизаты: Al (и близкий к нему по химическим свойствам Ga), Ti, Zr, Cr, V, а также относящиеся к группе гидролизатов лишь частично Fe и Mn. Кроме того, коротко проследим геохимию самых распространенных элементов терригенного материала — кремния и магния и ряд характерных модулей.

АЛЮМИНИЙ

Алюминий — второй после кремния по распространенности элемент осадочных отложений. Среднее его содержание (Al_2O_3) в составе осадочной толщи континентальных платформ составляет 10,88%, в отложениях геосинклиналей на континентах — 13,69%. Среднее значение для континентов — 12,97% Al_2O_3 (Ронов, Ярошевский, 1967). Близкое среднее значение дает Ведеполь — 14,9% (Wedepohl, 1969). Алюминий связан с плагиоклазами, полевыми шпатами, а также с глинистыми минералами. Среднее содержание Al_2O_3 для поверхностного слоя осадков, по нашим данным, 15,34% (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал данные 1000 анализов), что очень близко к среднему значению, принятому Ведеполем для толщи осадочных отложений, и среднему содержанию в речной взвеси (15,68%).

Многие авторы считают, что поскольку алюминий относится к элементам-гидролизатам и не вовлекается в биологический цикл, его распределение четко отражает распределение терригенного материала. Алюминий используется или как элемент-свидетель, или как основание для модульных подсчетов. Метод модульных подсчетов в широких масштабах был применен К. Бостремом (Bostrom, 1973), а затем Н. М. Страховым (1974) в несколько измененном виде — с использованием Ti в качестве основания модуля.

Среднее содержание алюминия в растворенной форме в океанских водах установлено пока ненадежно. Оно определяется как 1 ± 1 *мкг/л* (Sackett, Arrhenius, 1962). Значительная часть Al содержится во взвеси. Специальные исследования показали, что в самой тонкой фракции взвеси (0,45—0,05 *мкм*) содержание Al невелико — 0,1—1 *мкг/л*, в то время как во фракции >0,45 *мкм* оно от 0,8 до 8 *мкг/л*, т. е. эта фракция в открытом океане является основным носителем алюминия.

Как видно из табл. 2 (см. главу I), содержание Al_2O_3 в речной взвеси велико — во взвеси рек Мира 15,68% (Гордеев, Лисицын, 1976). Поступает Al в моря и океаны практически полностью в виде взвеси. Содержание алюминия в океанской воде составляет 52,4% от суммарного его содержания в воде, т. е. около половины всего Al в океанах находится в растворенной форме. Свободный алюминий был найден в осадках Атлантического океана близ крупнейших бокситовых месторождений во фракции 2—20 *мкм*, но в субколлоидной фракции, где сосредоточены глинистые минералы, он не встречен (Biscaye, 1965; Емельянов, 1976).

Нет никаких данных, которые давали бы возможность утверждать, что алюминий в ощутимых количествах связан с кремненакоплением или карбонатонакоплением. Если бы это было так, то при пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал в местах распространения соответствующих осадков нужно было бы ожидать повышенных содержаний алюминия. Этого нигде не отмечено. Это выявилось бы и на картах абсолютных масс по совпадению высоких содержаний.

Главным носителем Al являются глинистые минералы, а также рентгеноаморфные вещества. Среди глинистых минералов в содержании Al_2O_3 отмечается значительный разброс величин — от 28,9% для иллита и 25,2% для хлорита до 19,8% для монтмориллонита и 38,52% для каолинита (Дегенс, 1967), т. е. величины отличаются почти в 2 раза. В среднем для платформенных глин принимается содержание Al_2O_3 16,3%. Значительно ниже значение для алевритово-песчаного материала, где резко возрастает роль кварца, — здесь содержание Al_2O_3 падает до 6—7%.

Среди наиболее распространенных пород океанов — толеитовых базальтов — характерны значения более низкие (16,2%); практически то же содержание Al_2O_3 (17,2%) наблюдается в андезитовых пирокластах геосинклинального обрамления (см. табл. 2). Поставка материала океанского ложа и из геосинклинального обрамления должна, таким образом, снижать средние содержания Al по сравнению с чистыми глинистыми минералами. Добавка полевых шпатов в тонкодисперсные осадки повышает содержание Al_2O_3 до 18—34%, т. е. до обычных содержаний в ПШ (Винчелл, 1949). Добавка кварца приводит к снижению концентрации Al_2O_3 в пелагических осадках на 10—30% и более (см. рис. 20). Автором совместно с И. Б. Зверинской и Е. М. Емельяновым на основании более 1000 определений была составлена карта распределения Al_2O_3 (рис. 51). Объем аналитического материала, а также привлечение новых батиметрических карт и карт типов осадков отличают эту карту, впервые составленную для Мирового океана, от карт для отдельных участков океанов (Bostrom a. o., 1971; Страхов, 1974). Отличается не только картина распределения, но и ее интерпретация.

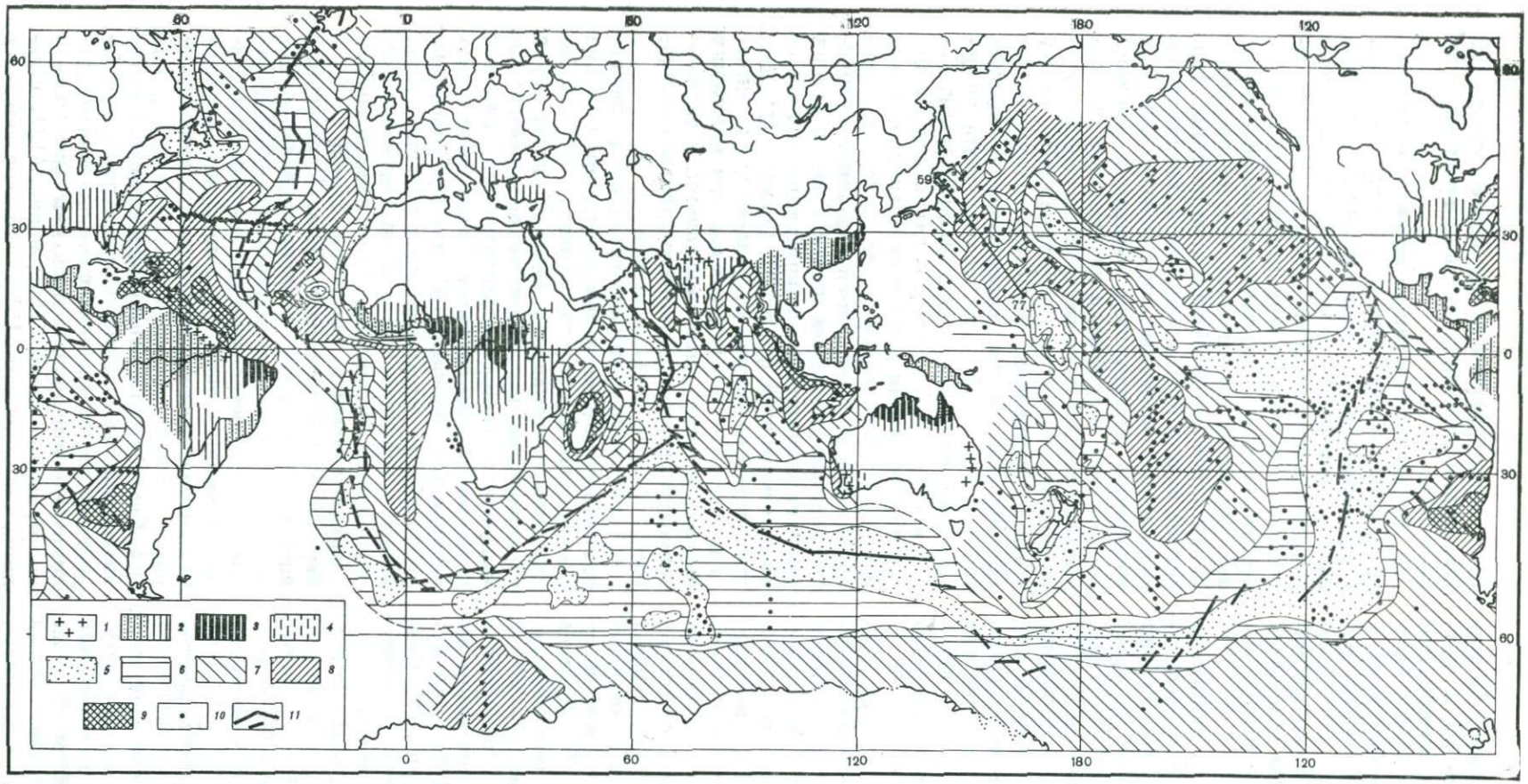
Рассмотрим основные закономерности распределения алюминия в осадках.

1. Изучение речной и океанской взвеси, а также донных осадков (прибрежных и пелагических) отчетливо показывает связь содержания Al с гранулометрическим составом. Меньше всего этого элемента в грубых фракциях взвеси и донных осадков, больше всего — в тонких, где концентрируются глинистые минералы. Эта связь четко проявляется при рассмотрении карт 51 и 9.

2. Вторая общая закономерность — это тесная связь распределения Al с рельефом дна. Характерно, что алюминий «избегает» подводных поднятий — его концентрации очень сильно снижаются на подводных хребтах и возвышенностях. Ранее при изучении активных хребтов это объяснялось отложением на их флангах металлоносных осадков, обогащенных Fe и Mn, которые разбавляют терригенный фон. Можно видеть, однако, на карте, что изолинии содержания алюминия идут обычно близко к изолиниям содержания пелитовой фракции ($< 0{,}01$ *мм*), и не только на активных срединных хребтах, но и на пассивных, т. е. на всех подводных поднятиях и уступах. На самых высоких поднятиях, например на пассивном Восточно-Индийском, содержание Al_2O_3 составляет меньше 5%, что соответствует значению для островных гряд Лайн-Туамоту, Гавайской, плато Кергелен, а также для активных хребтов Атлантического и Индийского океанов и для ВТП. Особенно четко это видно на профилях распространения алюминия в сопоставлении с рельефом дна и распределения фракции мельче 0,01 *мм* (симбатный ход с распределением этой фракции). Зависимость распределения алюминия от рельефа дна возникает потому, что этот элемент связан в океанских осадках с глинистыми минералами, а также с тонкодисперсным рентгеноаморфным веществом.

3. Связь алюминия с океанским и геосинклинальным вулканизмом проявляется весьма своеобразно. В областях андезитового или базальтового вулканизма обычная связь Al с тонкодисперсными осадками нарушается: по мере приближения к отдельным вулканам или дугам погрубение осадков не вызывает заметных изменений содержания Al, что особенно ярко видно вблизи самых активных районов вулканизма — западной части Тихого океана и островной дуги Индонезии. Здесь даже в грубых осадках значения высокие — 15—20%, а у берегов о. Суматра более 20%. Повышенные значения для грубых осадков отмечаются также близ Гавайских островов (15—20%), Галапагосских островов и др. Не только собственно пирокластика, но и продукты размыва вулканических сооружений дают такие значения.

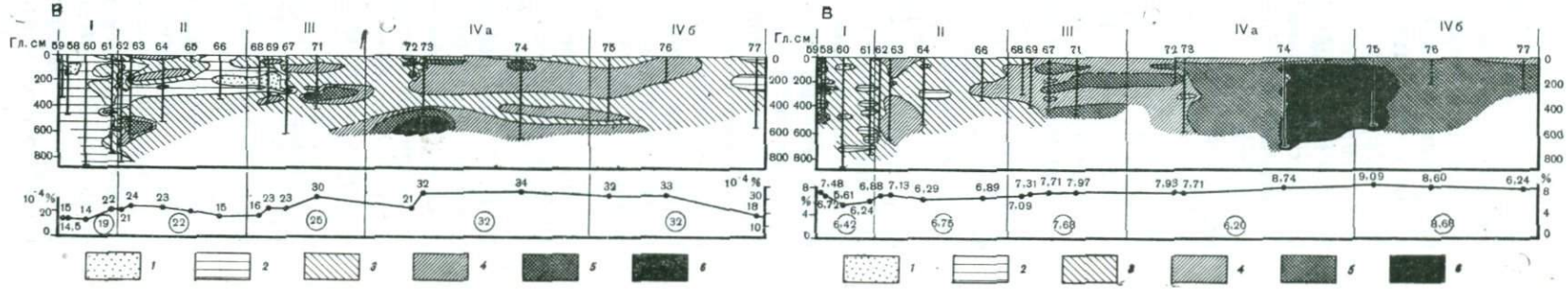
4. Своеобразный отпечаток на распределение алюминия накладывает природная зональность. В ледовых зонах, где господствуют обломочные минералы — продукты физического выветривания пород, содержание Al_2O_3 невелико, обычно 10—15%, что соответствует

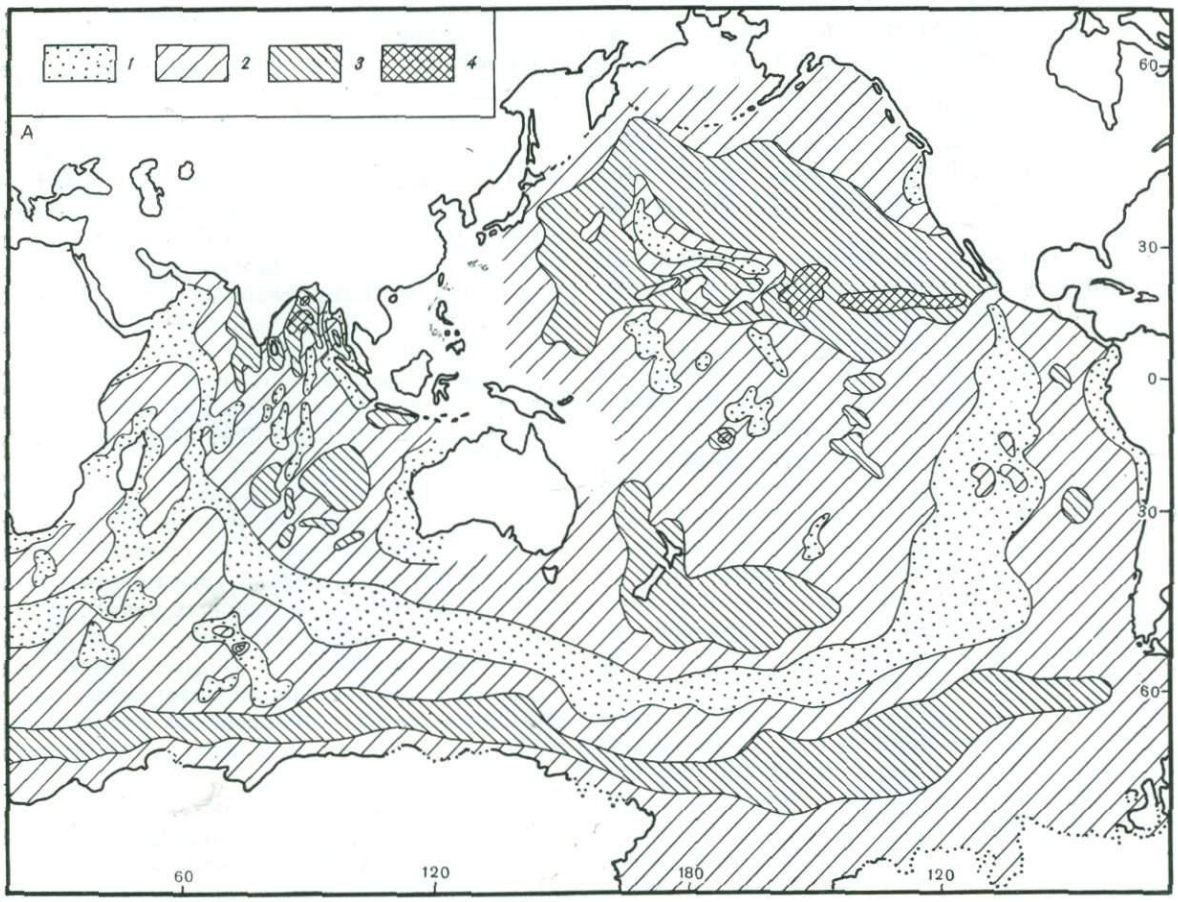


Р и с. 51. Распределение алюминия и галлия в донных осадках морей и океанов в сопоставлении с корами выветривания суши и обогащенными Al (карта составлена совместно с И. Б. Зверинской и Е. М. Емельяновым):

Отложения, обогащенные на суше Al (по Страхову, 1960): *1* — важнейшие месторождения бокситов; *2* — мощные красноцветные коры выветривания тропиков и субтропиков, точки — области развития подзолов; *3* — основные области развития латеритов; *4* — реликтовые коры, попавшие в условия засушливого климата.

Содержание Al_2O_3 в % на бескарбонатный и безопаловый материал в поверхностном слое осадков: *5* — менее 5; *6* — от 5 до 10; *7* — от 10 до 15; *8* — от 15 до 20; *9* — более 20; *10* — станции; *11* — срединные хребты.





На врезках к рис. 51:

А. Распределение галлия в поверхностном слое осадков Индийского и Тихого океанов в $\times 10^{-4}$% на бескарбонатный и безопаловый материал: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 40; *4* — более 40.

Б (этот рис. см. на стр. 182). Распределение галлия в Тихом океане в колонках по профилю через Северо-Западную котловину в 10^{-4}% на бескарбонатный и бескремнистый материал (Лисицына, 1973): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; 3 — от 20 до 30; *4* — от 30 до 40; *5* — от 40 до 50; *6* — более 50. Цифры: в нижней части профиля — средние содержания галлия для колонки, станции в кружках — средние содержания для разных литолого-фациальных зон; над профилем — номера станций. Литолого-фациальные зоны: *I* — прибрежные вулкано-терригенные; *II* — гемипелагические кремнисто-глинистые; *III* — глубоководные пелагические глины переходного типа; *IV* — глубоководные пелагические (красные) глины; *IVа — с рассеянным пеплом*; *IVб—с цеолитами.*

В (этот рис. см. на стр. 182). Распределение алюминия на том же разрезе в %: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 6; *3* — от 6 до 7; *4* — от 7 до 8; *5* — от 8 до 9; *6* — более 9, остальные обозначения как на *Б*

высокому содержанию здесь кварца — одного из важнейших разбавителей. Максимальное поступление Al_2O_3 отмечено близ устья Амазонки, а также в Гвинейском заливе (более 20%), что обусловлено влиянием экваториального выветривания и развитием латеритных кор. Повышены значения (15—20%) и у берегов Мадагаскара, Индонезии, близ островов экваториальной зоны Тихого океана. Удивительный контраст с этой ясной картиной представляет собой восточная часть экваториальной зоны Тихого океана. Главную роль здесь играет поступление материала с гор, что ясно видно и по ряду других показателей. Вклад латеритов не отмечается. Под влиянием того же фактора снижается содержание Al_2O_3 в выносах Ганга и Инда. Итак, в связи с особенностями водосбора и климатической зональностью среднее содержание Al меняется в 2—3 раза и более. Больше всего его в экваториальной зоне.

5. Связь алюминия с циркумконтинентальной зональностью наиболее общее выражение получает в повсеместном снижении Al_2O_3 по мере приближения к суше до 10—15 и даже 5—10%, а в местах со значительным содержанием песков и алевритов — даже до менее 5% (большая часть таких участков не выделяется в принятом масштабе карты).

6. Связь алюминия с минеральным составом осадков позитивная и негативная. Первая выражается в увеличении содержания Al_2O_3 в

областях распространения хлорита (до 25%), иллита (29%), каолинита (до 38%). Хлорит имеет небольшое значение, поскольку его содержание много ниже, чем иллита. Содержание каолинита также редко превышает 20%, лишь в экваториальной части Атлантического океана достигает 40%. И здесь, однако, даже близ устья Амазонки, содержание Al_2O_3 не превышает 21—22%.

Негативная связь проявляется в снижении содержания Al_2O_3 при поступлении в осадки минералов, не включающих его или содержащих очень мало. Среди таких минералов особенно распространен кварц, практически не имеющий в своем составе алюминия и являющийся его разбавителем. Наоборот, полевые шпаты приводят к росту концентрации алюминия. Таким образом, соотношения не только между глинистыми, но и между тонкодисперсными обломочными минералами влияют на концентрацию. Обращает на себя внимание, в частности, близкая связь контуров карты распределения полевых шпатов (см. рис. 22) с распределением Al_2O_3 в северной части Тихого океана и у берегов Южной Америки. Близ Австралии (к западу от нее) эта связь нарушается, что может быть объяснено как увеличением содержания кварца в эоловом материале, так и изменением состава полевых шпатов: содержание Al_2O_3 меняется от 19% для альбита до 36% для анортита; низкие содержания Al_2O_3 наблюдаются также и в ортоклазе — 18,4% (см. рис. 22).

Для Индийского и Атлантического океанов отчетливо выявляются области повышенных содержаний Al_2O_3 близ устьев тропических рек — Инда, Ганга, Амазонки и др. К сожалению, для района, прилегающего к экваториальным рекам Африки, определений недостаточно, но можно считать, что и здесь эта закономерность выдерживается. Именно здесь обнаруживаются максимальные значения, достигающие 21—25%. Это и естественно, учитывая развитие здесь экваториальных кор выветривания и широкое распространение латеритов. По ширине зон обогащения Al_2O_3 можно судить о дальности распространения и направлениях миграции экваториального терригенного материала.

Другой областью, где содержание этого элемента является показателем распространения специфического терригенного материала, является Антарктика. Здесь в осадках ледовой зоны содержание Al_2O_3 составляет от 10 до15%, что соответствует мелкораздробленному веществу гранитогнейсов (14—15%).

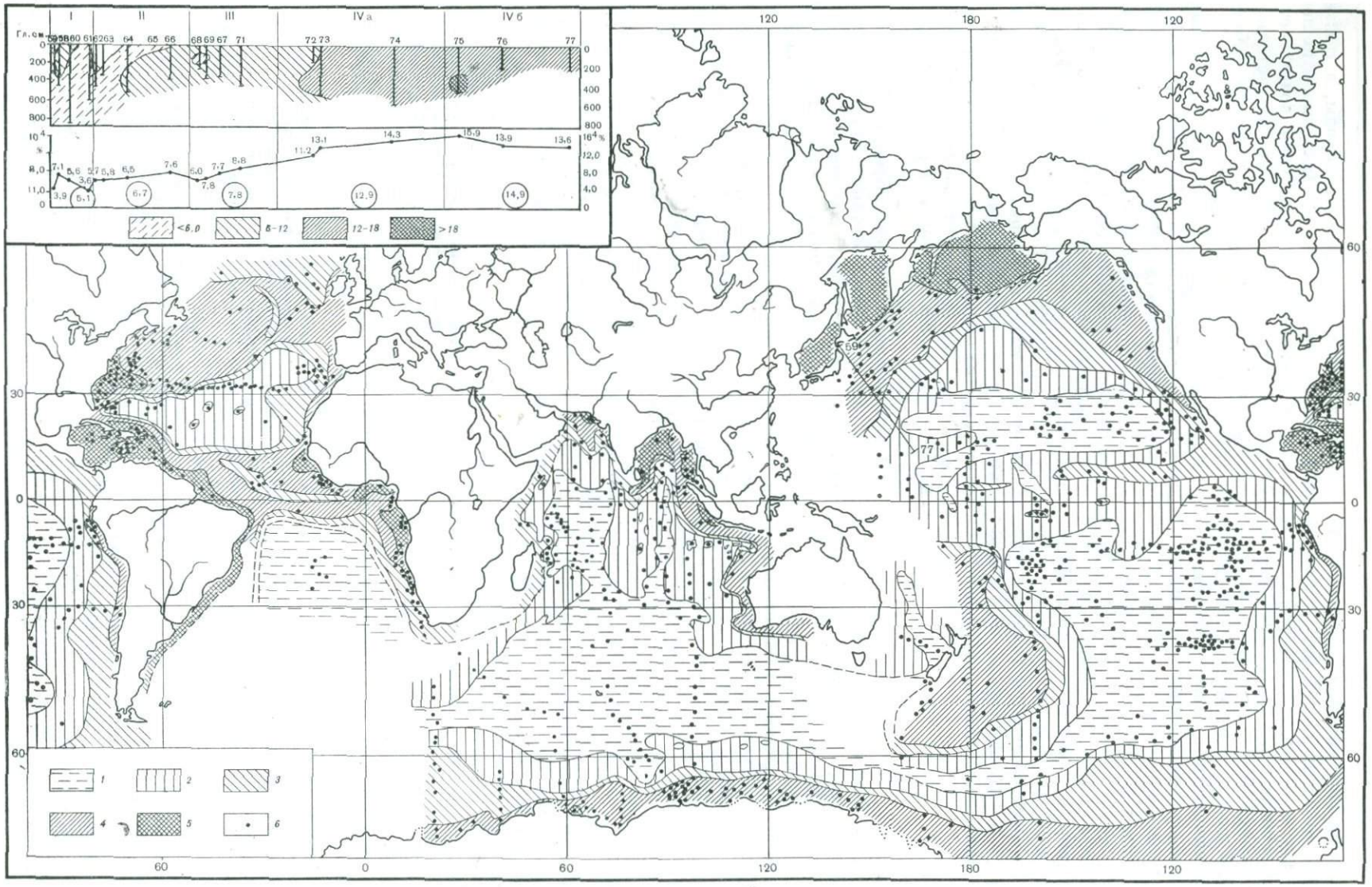
Распределение алюминия в связи с циркумконтинентальной зональностью хорошо иллюстрирует профиль от Японских островов до Гавайских (см. рис. 51, *В*). Для Al, как и для всех элементов-гидролизатов, которые будут рассмотрены далее, характерны здесь три основные закономерности: 1) средние содержания растут от прибрежных отложений к пелитовым илам, т. е. в пелагическом направлении, увеличиваясь в 1,35 раза для Al и в 1,5—3,7 раза для других гидролизатов; 2) меняется характер распределения — от пятнистого в прибрежных осадках до равномерного в пелагических илах; 3) направленные изменения содержаний гидролизатов в колонках по вертикали не отмечаются (Лисицына и др., 1973).

Карта абсолютных масс Al_2O_3 (рис. 52) существенно дополняет картину процентных содержаний этого элемента. Обращает на себя внимание сходство плана распределения масс Al_2O_3 с абсолютными массами терригенного материала (см. рис. 5). Это и естественно, поскольку алюминий составляет в среднем 1/7 часть терригенного вещества. Существенные отличия имеют место только в ледовых зонах, где вклад алюминия значительно ниже, чем терригенного материала в целом. Больше всего «выход» алюминия с терригенным материалом в экваториальных зонах, где сходство возрастает, что особенно ясно видно в осадках Атлантического океана.

Распределение абсолютных масс зависит и от отмеченных выше особенностей размещения концентраций Al_2O_3: резкого снижения его содержаний на подводных поднятиях и близостью к распределению пелитов. В соответствии с этим минимальные абсолютные массы Al_2O_3 отмечаются на подводных поднятиях, максимальные — близ устьев рек экваториальной зоны. Высокие массы алюминия отмечаются также и в морях геосинклинального обрамления океанов: здесь повышенные содержания его в андезитовом и риолитовом материале (15—17%) сочетаются с высокими скоростями седиментации. Близ океанских базальтовых островов рост абсолютных масс отмечается только в экваториальной зоне и связан не с базальтовым вулканизмом (содержание Al_2O_3 в базальтах океанов около 16%), а главным образом с латеритным выветриванием и сносом продуктов выветривания. Таковы участки близ Гавайских[1] и Маркизских островов (в последнем случае современный вулканизм отсутствует).

---

[1] В пробах донных осадков из района Гавайских островов, где на суше широко развито химическое выветривание, обнаружены зерна гиббсита, которые постепенно переходят в хлорит. По-видимому, это и объясняет присутствие гиббсита только в сравнительно крупных фракциях пелита и его быстрое исчезновение в тонких фракциях (Swindale, Pow-Foong Fan, 1967).



Р и с. 52. Абсолютные массы Al_2O_3 в донных осадках морей и океанов в *г/см²*/1000 лет

1 — менее 0,01; *2* — от 0,01 до 0,05; *3* — от 0,05 до 0,1; *4* — от 0,1 до 0,25; *5* — более 0,25; *6* — станции.

На врезке:

Распределение ниобия в Тихом океане в колонках по профилю через Северо-Западную котловину ($n \times 10^{-4}$%) на бескарбонатный и безопаловый материал (Лисицына и др., 1973. Остальные обозначения как на рис. 51, *Б*

Итак, для распределения алюминия в осадках важнейшее значение имеют литогенные — терригенные и вулканогенные минералы (глинистые и обломочные). Материал мегапровинции геосинклиналей (пирокластика и продукты размыва) не вызывает существенного изменения содержания этого элемента, базальтовое же вещество океанских платформ и пирокластика этого типа лишь незначительно увеличивают его концентрацию. При выщелачивании проб прибрежной взвеси по методике Честера оказалось, что около 30% валового Al переходит в раствор, в то время как Ti и Mn не выщелачивались (Price, Calvert, 1973). Считается, что Al выщелачивается только тогда, когда находится в октаэдрических или в межслоевых позициях в решетках глинистых минералов.

ГАЛЛИЙ

Галлий в земной коре обнаружен в малых количествах и самостоятельных минералов не образует. В соединениях обычно бывает в трехвалентной форме; встречается совместно с алюминием, а иногда и с Fe^{3+}, что связано с близостью их ионных радиусов. Наибольшие количества галлия найдены в латеритах и бокситах, а также в золах некоторых углей; последнее говорит о возможном его участии в биогенном цикле растений. Среднее содержание этого элемента составляет в земной коре 15 *г/т*, в осадочных породах — около 20, в каолините — от 5 до 30, в бокситах — до 100 *г/т*. В речной взвеси содержание Ga равняется 18,3 *мкг/л*, в океанской — около 0,0012 *мкг/л*, практически полностью (на 98,8%) галлий в реках мигрирует во взвешенной форме. Среднее содержание его в донных осадках Мирового океана, на основе более 1200 собственных анализов, составляет около 20 *г/т*, а для железо-марганцевых конкреций — около 10 *г/т*, т. е. в процессе соосаждения и сорбции с оксигидратами накопления этого элемента в конкрециях не происходит. Отношения галлия к алюминию в изверженных породах, от гранитов до толеитовых базальтов, очень близки — около $1{,}9 \cdot 10^{-4} - 2{,}6 \cdot 10^{-4}$. Среди осадочных пород повышенными отношениями выделяются песчаники ($4{,}8 \cdot 10^{-4}$) и особенно карбонаты ($9{,}5 \cdot 10^{-4}$). Последнее, как и повышенные содержания галлия в золе углей, наводят на мысль о возможном участии галлия в биогенном цикле. Средние отношения Ga/Al для осадочных пород суши $2{,}4 \cdot 10^{-4}$, а для почв — $2{,}2 \cdot 10^{-4}$, что близко к определенным нами отношениям для эоловой взвеси ($3{,}3 \cdot 10^{-4}$) и донных осадков океанов ($2{,}2 \cdot 10^{-4}$). Обращает на себя внимание выдержанность этого отношения для континентов, включая и изверженные породы, а также для пелагических осадков. Значение отношения для океанской взвеси резко возрастает, составляя в среднем 7,6, что трудно истолковать иначе, как связью этого элемента с биогенным материалом.

Картина распределения галлия в донных осадках в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал (см. рис. 51, *А*, *Б*) в общем близка к картине распределения Al_2O_3. Наибольшие концентрации его, как и алюминия, приурочены к устьям рек экваториальной зоны, где значения достигают 50—60 *г/т*, что хорошо видно в Бенгальском заливе и у берегов о. Суматра. Тропические коры выветривания обеспечивают высокие содержания галлия и близ океанских островов, в частности, близ Гавайских островов отмечаются значения до 55—62 *г/т*, что отвечает содержанию галлия в латеритах.

В изверженных породах отмечается обогащение галлием слюд, которые являются минералами-носителями этого элемента и в осадочном цикле (Иванов, 1966). Связь со слюдами определяет приуроченность галлия в основном к тонкодисперсным осадкам, его стремление избегать подводных поднятий (как и для алюминия). Области распространения гидрослюд в донных осадках совпадают с распределением галлия лишь в главных своих чертах, поскольку в ряде мест его концентрация зависит также и от размыва латеритных кор, а возможно, и от биогенных факторов. В частности, отмечается совпадение распределения Ga с распределением гидрослюд в северной части Тихого океана и к востоку от Австралии в Индийском океане.

Р и с. 53. Распределение титана в донных осадках морей и океанов в % на бескарбонатный и бескремнистый материал

Содержание TiO_2 в % в донных осадках океанов (составлена на основании 1260 анализов совместно с И. Б. Зверинской): *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1,0; *3* — от 1,0 до 2,0; *4* — более 2,0. Прочие обозначения: *5* — станции; *6* — срединные хребты.

На врезках:

А. Содержание титана ($Ti = TiO_2 \times 0{,}6$) в осадках депрессии Бауэр и Перуанской котловины: *1* — менее 0,3; *2* — более 0,3; *3* — станции. Основные изобаты даны в метрах.

Б. Содержание титана в осадках экваториальной зоны Атлантического океана близ устья Амазонки и Ориноко (Захаров, 1974): *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,3; *3* — от 0,3 до 0,4; *4* — более 0,4; *5* — станции.

В. Содержание титана в осадках Японского моря (Грамм-Осипов и др., 1973): *1* — менее 0,2; *2* — от 0,2 до 0,3; *3* — от 0,3 до 0,4; *4* — от 0,4 до 0,5; *5* — 0,5 до 0,6; *6* — более 0,6; *7* — станции. *Г. Умеренная зона* (холодная часть). Содержание двуокиси титана в осадках Берингова моря (Лисицын, 1966а): *1* — менее 0,5; *2* — более 0,5.

Д. Умеренная гумидная зона. Содержание титана в осадках Охотского моря (Страхов, Нестерова, 1968): *1* — менее 0,2; *2* — от 0,2 до 0,3; *3* — от 0,3 до 0,4; *4* — от 0,4 до 0,5; *5* — от 0,5 до 0,6; *6* — станции

Г
Б
А
В
Д
0
60
120
180
120
30
0
30
60

Близ Австралии существенную роль играет и поступление галлия с эоловым материалом из древних латеритных кор.

На активных хребтах не отмечается никаких признаков повышения концентрации, которые можно было бы связать с поступлением эндогенного галлия. Так же как и алюминий, галлий не связан с океанскими гидротермами. Влияние вулканогенного материала на изменении концентраций галлия в осадках практически не сказывается, так как его средние содержания в изверженных породах континентов, в вулканитах геосинклинальной зоны и океанских платформ практически постоянны.

Распределение галлия в донных осадках на разрезе от Японских до Гавайских островов (см. рис. 51, *Б*) показывает те же закономерности, что и рассмотренные выше для алюминия; сходные закономерности дают и другие редкие элементы-гидролизаты — тантал и ниобий (см. рис. 52, врезка).

ТИТАН

Это также характерный литофильный элемент, встречающийся в природе в четырех-, реже в трехвалентном состоянии. В отличие от Al и Ga содержание титана (двуокись) возрастает от гранитов (0,29%) к океанским базальтам (1,47%), и есть поэтому основания ожидать повышения содержания титана близ океанских островов-вулканов (*см. табл.* 2).

В изверженных породах титан обычно тесно связан с двухвалентными Fe и Mg, которые Ti изоморфно замещает, встречаясь в наибольших количествах в силикатах и окислах, а также в собственных минералах. Ионные радиусы Ti^{4+} (0,67 Å) и Fe^{3+} (0,67Å) одинаковые, поэтому титан в осадочном цикле входит в группу элементов железа (вместе с V, Gr, Ni, Co, Mg и др.). Отсюда тесная связь Ti и Fe в осадках прибрежных частей океанов: оба эти элемента входят в одни и те же минералы, поэтому между ними существуют близкие корреляционные связи, отмеченные, например, для терригенных и пирокластических осадков Берингова моря (Лисицын, 1966а), для прибрежных осадков Южной Америки (Hirst, 1962), а также и для пелагических осадков (El Wakeel, Riley, 1961; Landergren, 1964). Тесная связь титана с железом отмечается не только для терригенных осадков, но и для вулканогенного материала. Поскольку минералы, в которые эти два элемента входят, относятся к числу наиболее стойких к выветриванию, в том числе и в экваториальной зоне, связь эта прослеживается во всех климатических зонах. Эти элементы за пределами зоны преобладающего распространения обломочных минералов, т. е. в пелагических осадках, разделяются, что можно видеть из сопоставления карт Ti и Fe (рис. 53). В общем это следует также и из сопоставления коэффициентов парной корреляции: от высоких значений в обломочных отложениях они падают до 0,17—0,20 в пелагических илах. Гораздо выше значения коэффициентов связи Ti в пелагических илах с двумя другими элементами-гидролизатами группы Fe — с V и Cr; они равны соответственно 0,555 и 0,667 (Cronan, 1969 a, b).

Удивительным является соединение судеб Ti и Fe в железо-марганцевых конкрециях и металлоносных осадках, где значения коэффициентов корреляции достигают 0,504 и 0,600 соответственно. Отмечается увеличение концентрации TiO_2 в конкрециях относительно вмещающих осадков в 1,5—4 раза. Форма титана, обнаруженного в конкрециях и металлоносных осадках, выщелачивается, т. е. подвижна, в то время как в океанских взвесях, а также в речных взвесях Ti не выщелачивается (собственные данные; Price, Calvert, 1973). О существовании в океане растворенной формы титана свидетельствуют кроме этих данных также и анализы океанской воды (Гордеев, Лисицын, 1976), где растворенная форма (в среднем 1 *мкг/л*) резко, более чем в 30 раз, преобладает над взвешенной (в среднем 0,03 *мкг/л*). По-видимому, это органо-минеральные соединения титана.

По мере движения от берегов к центральным частям океанов происходит смена минералов-носителей титана. У берегов — это обломочные минералы, а также вулканогенный материал, в центральных частях океанов — глинистые минералы, в соответствии с чем меняется и план их распределения — от пятнистого для песков и алевритов до упорядоченного, равномерного для пелитов, что хорошо видно на разрезе Японские — Гавайские острова. Несмотря на концентрацию титана в минералах крупных фракций, его разбавление здесь кварцем и полевыми шпатами очень велико, поэтому содержание титана в песках обычно в 1,5—2 раза ниже, чем в глинах.

Р и с. 54. Абсолютные массы TiO_2 в донных осадках морей и океанов в *г/см²/1000 лет*

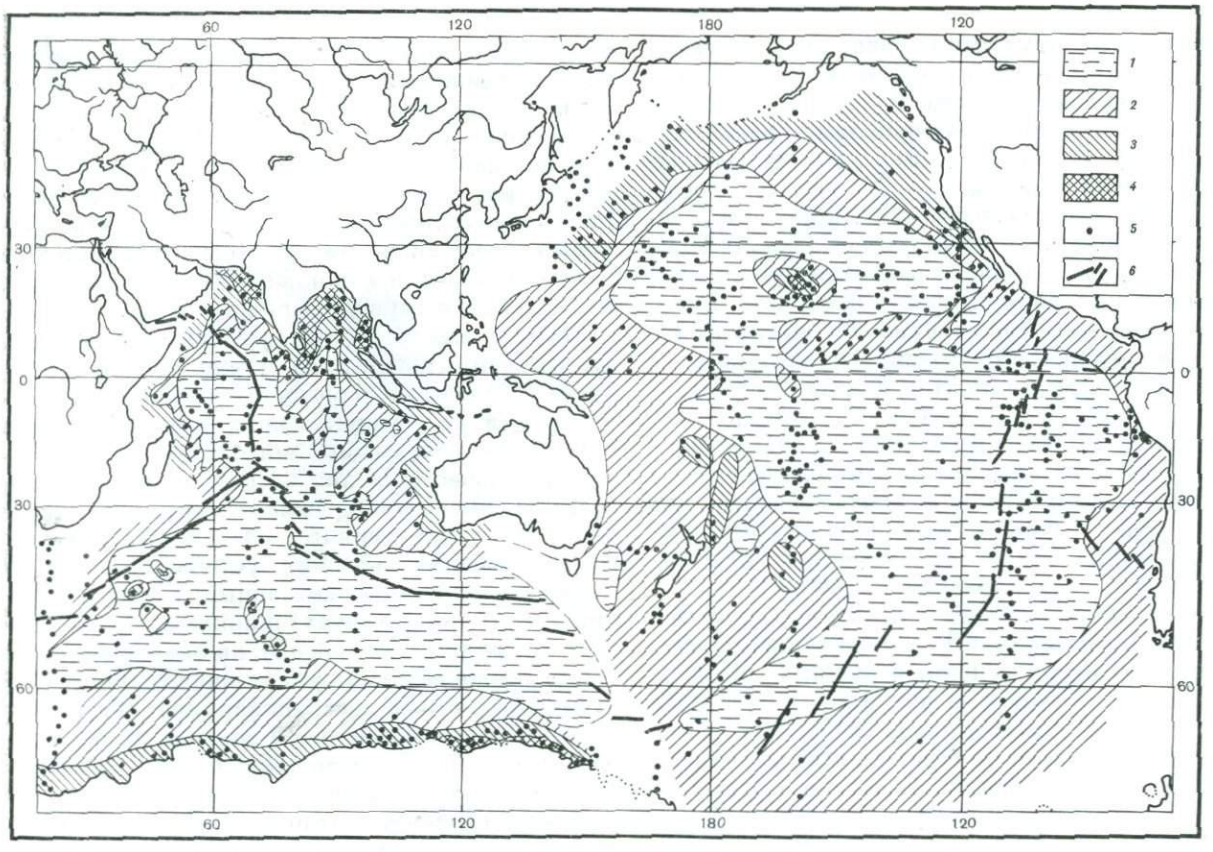
1 — менее 0,001; *2* — от 0,001 до 0,005; *3* — от 0,005 до 0,01; *4* — более 0,01; *5* — станции; *6* — срединные хребты.

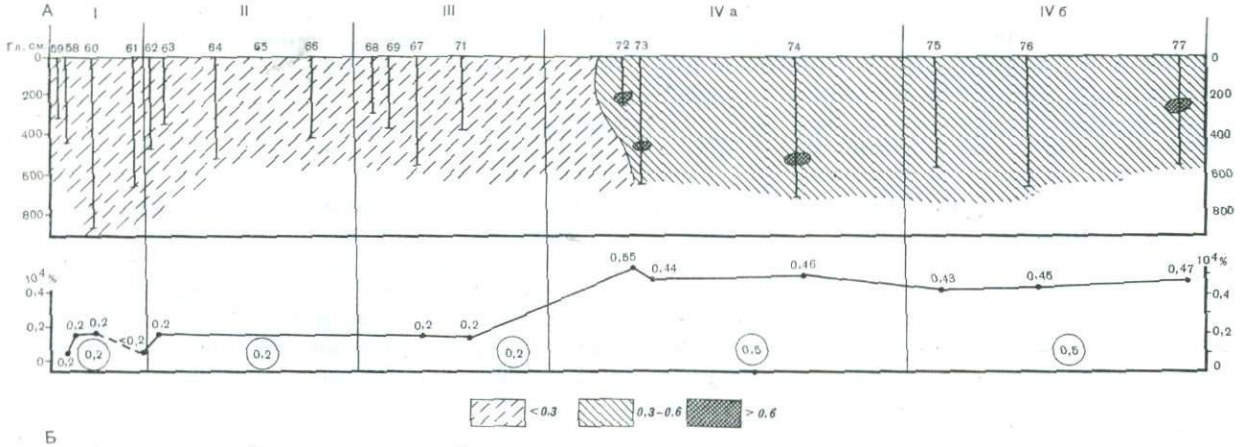
Внизу

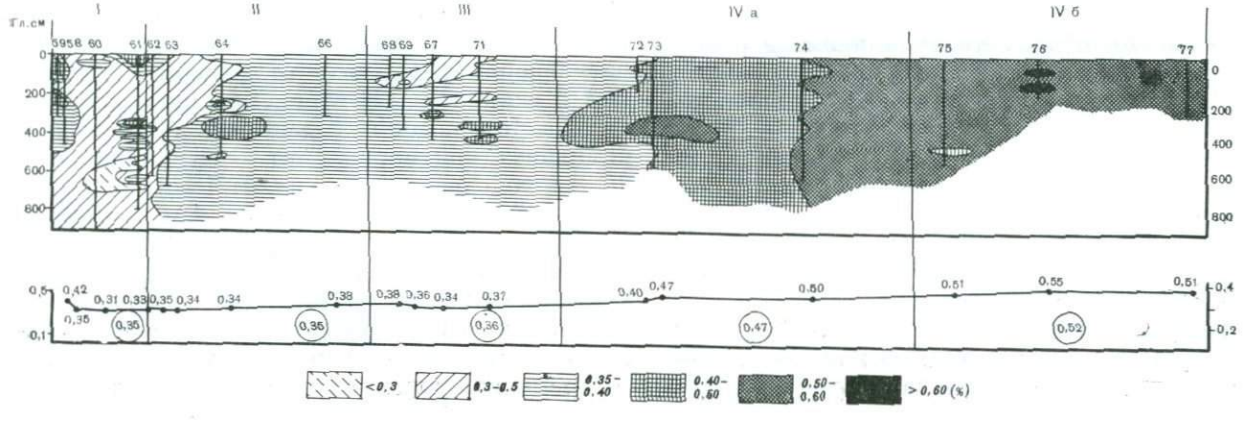
Распределение тантала и титана (% на бескарбонатный и бескремнистый материал) в колонках по профилю через Северо-Западную котловину Тихого океана (Лисицына и др., 1973).

А. Содержание тантала ($\times 10^{-4}$%): *1* — менее 0,3; *2* — от 0,3 до 0,6; *3* — более 0,6. Остальные обозначения, как на рис. 51, *Б*.

Б. Содержание титана в %: *1* — менее 0,3; *2* — от 0,3 до 0,35; *3* — от 0,35 до 0,40; *4* — от 0,40 до 0,50; *5* — от 0,50 до 0,60; *6* — более 0,60. Остальные обозначения как на рис. 51, *Б*.


60
120
180
120
30
0
30
60
60
120
180
120
1
2
3
4
5
6


А
I
II
III
IV а
IV б
Гл.см
0
200
400
600
800
10⁴ %
0,4
0,2
0
0,2
0,2
0,2
<0,2
0,2
0,2
0,2
0,55
0,44
0,46
0,43
0,45
0,47
0,2
0,2
0,2
0,5
0,5
<0,3
0,3–0,6
>0,6


Б
I
II
III
IV а
IV б
Гл.см
0
200
400
600
800
0,5
0,1
0,42
0,31
0,33
0,35
0,34
0,34
0,38
0,38
0,36
0,34
0,37
0,40
0,47
0,50
0,51
0,55
0,51
0,35
0,36
0,36
0,47
0,52
0,4
0,2
<0,3
0,3–0,5
0,35–0,40
0,40–0,50
0,50–0,60
>0,60 (%)

Кроме этих двух форм распространения Ti с терригенным материалом (обломочной и пелитовой), существует еще и третья — связанная с вулканогенным материалом. Геосинклинальный вулканизм негативно влияет на распределение Ti в осадках — его средние содержания в пирокластике снижаются почти в 2 раза против обычного терригенного фона. Иначе обстоит дело в области развития вулканизма океанской платформы: здесь, наоборот, имеет место повышение содержания Ti против фонового приблизительно в 2 раза. Титан, таким образом, хороший индикатор андезитового (геосинклинального) и базальтового (океанского) вулканизма. Наконец, четвертая форма (подвижная) в водах пелагиали преобладает.
Для ее характеристики добавим еще то, что она связана геохимически с Fe, а не с Mn, т. е. накопление идет с Fe-сорбентом или при соосаждении с оксигидратами Fe (а не Mn).

Представления об этих четырех основных формах существования Ti и позволяют понять картину его распределения в донных осадках (см. рис. 53). Среднее содержание TiO_2 в современных пелагических осадках равно 0,87% (на бескарбонатный и безопаловый материал) или 0,57% (на натуральный осадок). Для осадочных отложений I слоя (по данным более 3 тыс. наших определений) они равны 0,75 и 0,48% соответственно, что близко к среднему значению для осадочной оболочки континентов (0,65%) по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому. Эти значения близки также к средним для речной взвеси (0,67%), почв (0,77%), «средней магматической породе» континентов (0,75%). В глинистых минералах содержание TiO_2 следующее: в монтмориллоните — 0,3%, иллите — 1,1% каолините — 1,5%.

Для количественного распределения TiO_2 характерно, во-первых, то, что, как Al и Ga, титан избегает подводных поднятий. Это видно как по системе активных срединных хребтов, так и по пассивным хребтам северной части Индийского океана и поднятиям западной части Тихого океана.

Вторая закономерность — обогащение титаном областей океанского вулканизма и равномерные (фоновые) содержания его близ очагов современного геосинклинального вулканизма (Индонезия, островные дуги западной части Тихого океана). Особенно четко повышенные содержания встречаются в северной части Атлантического океана, близ Исландии, Азорских и других океанских базальтовых островов-вулканов (в Тихом океане — близ Гавайских и Галапагосских островов и др.). В случае если современный вулканизм на островах или поднятиях отсутствует, то положительные формы рельефа действуют на содержание TiO_2 в осадках негативно: концентрации титана здесь снижаются (например, Императорские горы и северная часть Гавайского поднятия, где вулканизм прекратился несколько миллионов лет назад). В местах, где эти факторы не действуют, концентрация титана в осадках обычно находится в пределах 0,5—1,0%. Все повышенные значения связаны с базальтовым вулканизмом или с концентрацией акцессория на шельфах и вершинах поднятий (рис. 53, *Б*).

Следует еще отметить, что, так же как для рассмотренных ранее Al и Ga, на срединных хребтах нигде не отмечается повышения концентрации Ti, которое можно было бы связать с поступлением эндогенного материала.

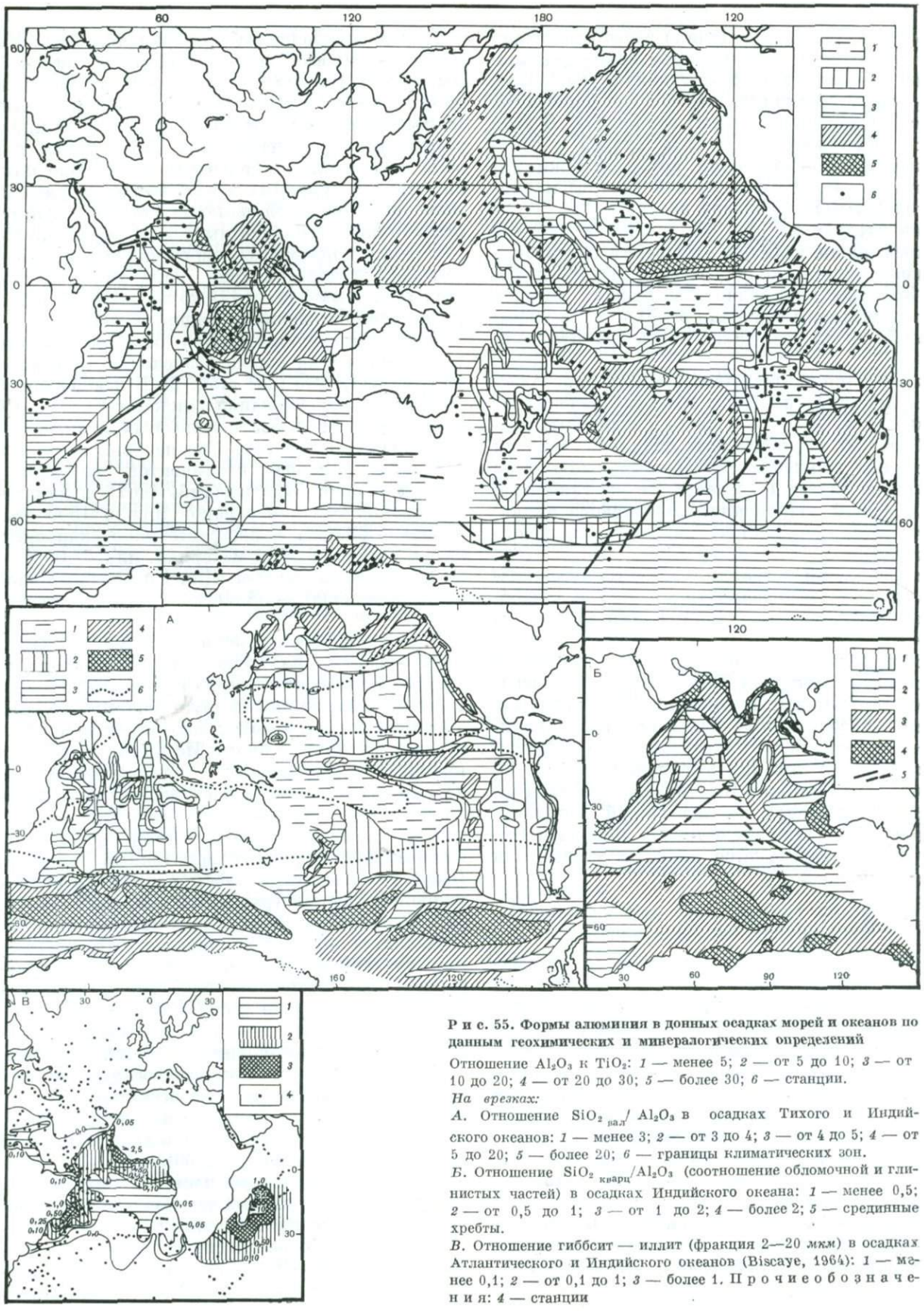
Карта распределения абсолютных масс TiO_2 (рис. 54) имеет много общего с такими же картами для терригенного материала, а также Al_2O_3: высокие значения устанавливаются в морях геосинклинальной зоны, где концентрации титана (в процентах) понижены против фона в 2 раза (см. рис. 53, *в,г*), но скорости накопления осадочного материала значительны. Высокие абсолютные массы накапливаются и близ устьев рек экваториальной зоны, а также в зонах гумидного климата. Поскольку, как было показано, процентные содержания титана меняются в осадочных отложениях мало (всего в 4—6 раз), картина распределения его абсолютных масс контролируется в основном скоростями седиментации, которые меняются в десятки, а иногда и в сотни раз.

ОТНОШЕНИЕ Al_2O_3/TiO_2 (ТИТАНОВЫЙ МОДУЛЬ)

Это отношение весьма показательно для характеристики качественного состава терригенного и вулканогенного материала, оно не зависит от разбавляющего вещества. Выше всего (36,7) это отношение в гранитах, среднее (24,5) — в андезитах и самое низкое (11,3) — в океанских базальтах. Среднее значение отношения, по разным авторам, для осадочных пород континентов — от 20 (Ронов, Ярошевский, 1967) до 21,3 (Wedepohl, 1969). В осадках геосинклинальных областей и платформ отношение закономерно растет от песчаных отложений к глинистым. В глинистых минералах величина отношения падает от тропического комплекса (монтмориллонит — 66, каолинит — 25,3) к холодноводному (иллит 16,0).

Среднее значение отношения для пелагических осадков океанов, по нашим данным, составляет 19,0, что близко к среднему для глин континентальных платформ (18, 95).

Титан в речных взвесях распределен приблизительно равномерно по всем фракциям, в то время как алюминий определенно тяготеет



Р и с. 55. Формы алюминия в донных осадках морей и океанов по данным геохимических и минералогических определений

Отношение Al_2O_3 к TiO_2: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — от 20 до 30; *5* — более 30; *6* — станции.

На врезках:

А. Отношение $SiO_{2\ вал}/Al_2O_3$ в осадках Тихого и Индийского океанов: *1* — менее 3; *2* — от 3 до 4; *3* — от 4 до 5; *4* — от 5 до 20; *5* — более 20; *6* — границы климатических зон.

Б. Отношение $SiO_{2\ кварц}/Al_2O_3$ (соотношение обломочной и глинистых частей) в осадках Индийского океана: *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 2; *4* — более 2; *5* — срединные хребты.

В. Отношение гиббсит — иллит (фракция 2—20 *мкм*) в осадках Атлантического и Индийского океанов (Biscaye, 1964): *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 1; *3* — более 1. Прочие обозначения: *4* — станции

к пелитам. Поэтому величина этого отношения характеризует и условия терригенной седиментации: чем более затишные условия, тем больше содержание алюминия и глинистых минералов и тем, следовательно, ниже отношение. В этом смысле алюминиевый модуль сходен с отношением кварц — алюминий, которое служит индикатором вклада обломочной (кварц) и глинистой (алюминий) частей осадка.

Как следует из рис. 55, реальная картина распределения величин отношения достаточно сложная, цифры колеблются от менее 5 до более 30. Для обломочного материала ледовой зоны характерны значения от 10 до 20, а местами от 20 до 30, что ниже, чем в гранито-гнейсах.

Для огромных площадей океанов вне областей вулканизма наиболее обычны значения от 10 до 20 и от 20 до 30 и лишь в отдельных местах более 30. На подводных поднятиях в связи с быстрым снижением содержания алюминия отношение падает до менее 5. То же типично и для областей современного океанского вулканизма (например, район Гавайского сводового поднятия).

Для областей геосинклинального вулканизма величины отношений те же, что и для областей отсутствия вулканизма, или слегка повышены.

Четко выделяется по величине отношения терригенный материал Ганга, который трассируется на большом протяжении. Затишные условия, благоприятные для накопления пелитового материала из Ганга, очевидно, отражаются пятном с высоким отношением (более 30) к западу от Восточно-Индийского хребта. Терригенный материал района Новой Зеландии, а также Маршалловых островов, Фиджи и Новых Гебрид маркируется низкими значениями отношений.

КРЕМНИЙ

Кремний к индикаторам терригенного материала относится лишь частично, другая его часть, поступающая в океан в виде растворов, включается в биогенный цикл и накапливается в виде биогенных кремнистых остатков. Наиболее стойким минералом Si является кварц — один из наиболее распространенных минералов горных пород, который сохраняется даже в корах выветривания экваториальной зоны и потому служит хорошим индикатором литогенного материала. Существенно также и то, что кварц совершенно не образуется в пределах всей огромной океанской платформы, а в геосинклинальных поясах встречается в очень незначительных количествах и также практически может не учитываться.

Другие наиболее распространенные минералы Si — полевые шпаты, амфиболы, пироксены, слюды. Все эти минералы в корах выветривания разрушаются, переходя частью в глинистые минералы, частью в растворы. С минеральными превращениями в корах тесно связано содержание Si в речных водах: оно максимально в гумидных зонах, причем в умеренных выветриваются полевые шпаты и наименее стойкие темноцветные, а в экваториальной — все породообразующие минералы, включая даже и часть кварца. Реки холодных частей гумидных зон, а также ледовый материал растворенного кремния содержат мало.

Среди породообразующих окислов кремнезему в сложении пород, безусловно, принадлежит первое место (см. табл. 2). В изверженных породах его содержание снижается от 72,6% в гранитах до 59,5% в андезитах и 50,18% в толеитовых базальтах. Среднее значение для осадочных пород континентов составляет 49,82% (Ронов, Ярошевский, 1967), а для пелагических осадков океанов (около 1500 анализов) — 63,86% в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал, или 42,08% — на натуральный осадок. Для I осадочного слоя (2100 анализов) — 54,80 и 34,97% соответственно.

В речном стоке основная форма миграции SiO_2 — взвесь, на долю которой приходится 95,6% от суммарного стока кремнезема. В океанских условиях господствует (более 99%) растворенная форма, которая многократно используется фитопланктоном. История биогенного кремнезема, связанного с растворенной его частью, рассмотрена в следующей главе, здесь же мы коснемся только обломочной и глинистой, т. е. нерастворимых частей кремнезема, которые характеризуют терригенный материал. Выше уже рассматривалось распределение двух наиболее распространенных минералов-носителей кремнезема — кварца и полевых шпатов. Выделялись области их повышенных содержаний, связанные с влиянием эолового и ледового переноса. Было показано, что в сумме эти два минерала в ряде мест составляют 30—50 и более 50% осадка, т. е. нередко эоловый фактор для осадконакопления является ведущим.

Если пересчитать кремнезем осадков на бескарбонатный и бескремнистый материал, т. е. устранить фактор разбавления терригенного материала, то удается выявить закономерности его распространения (рис. 56).

В ледовых и холодных частях гумидных зон, где разрушения полевых шпатов почти не происходит и господствует механическая дезинтеграция, наиболее распространены осадки, содержащие 70—80% кремнезема, что соответствует гранитогнейсам. Для терригенного

материала из экваториальной зоны типичны самые низкие содержания кремнезема, поскольку глубокое химическое выветривание приводит к переводу основной его части (до 75—80% от общего содержания) в растворенные формы. Здесь, как и в аридных зонах, среднее содержание 30—50%, в продуктивных зонах 50—70%.

Питающая провинция ложа океанов на картах кремнезема выявляется по пониженным (до 45—50%) содержаниям, питающая провинция современных геосинклиналей сливается с обычным для пелагических осадков фоном — 50—60%, однако в песках андезитовых зон кремнезема заметно меньше, чем в песках континентов.

Для распространения кремнезема в океанских осадках при учете только его кластогенной части характерны следующие закономерности:

1) повышение содержаний на подводных поднятиях в связи с погрубением осадков, т. е. с ростом содержания кварца и полевых шпатов и выносом глинистых минералов в ледовой и холодной частях гумидных зон, т. е. там, где распространены льды, переносящие грубый материал. В экваториальной и аридных зонах, где грубый материал не проникает в пелагиаль, это явление практически не отмечается;

2) повышение содержаний в сторону суши, что связано с циркумконтинентальной зональностью, особенно высокие значения (до 75—85%) отмечаются в песках;

3) циркумконтинентальная зональность, которая с наибольшей четкостью проявляется в ледовых и умеренных гумидных зонах. В экваториальной зоне она выражена очень слабо из-за подавляющего распространения здесь пелитов, что приводит к снижению содержания кремнезема до 45—50%;

4) климатическая зональность в распределении кремнезема проявляется в общей форме в уменьшении содержаний его от полюсов к экватору. Эта общая закономерность в ряде мест нарушается влиянием выходов кислых пород в водосборах, а также в областях развития траппов;

5) влияние океанского вулканизма определяется по заметному снижению содержания кремнезема, геосинклинальный вулканизм на его содержание влияет слабо, например, в зоне Кермадек-Тонга и Зондского архипелага происходит небольшой рост SiO_2 под влиянием кислых стекол. Таким образом, для SiO_2 выделяются две области обогащения: пелагическая, связанная с тремя поясами биогенного кремненакопления, и периферийная, связанная с песчано-алевритовыми осадками, обогащенными кварцем и полевыми шпатами.

КРЕМНЕВЫЙ МОДУЛЬ

Это отношение издавна используется для изучения кор выветривания и бокситов. Чем больше кремнезема переходит в растворенные формы, тем меньше его остается в твердой фазе, т. е. тем выше модуль. Нами для удобства подсчетов взято отношение SiO_2/Al_2O_3. Величина модуля (см. рис. 55, *А*) испытывает значительные колебания в изверженных породах водосбора — от 4,84 для гранита до 2,9 для базальта океанов.

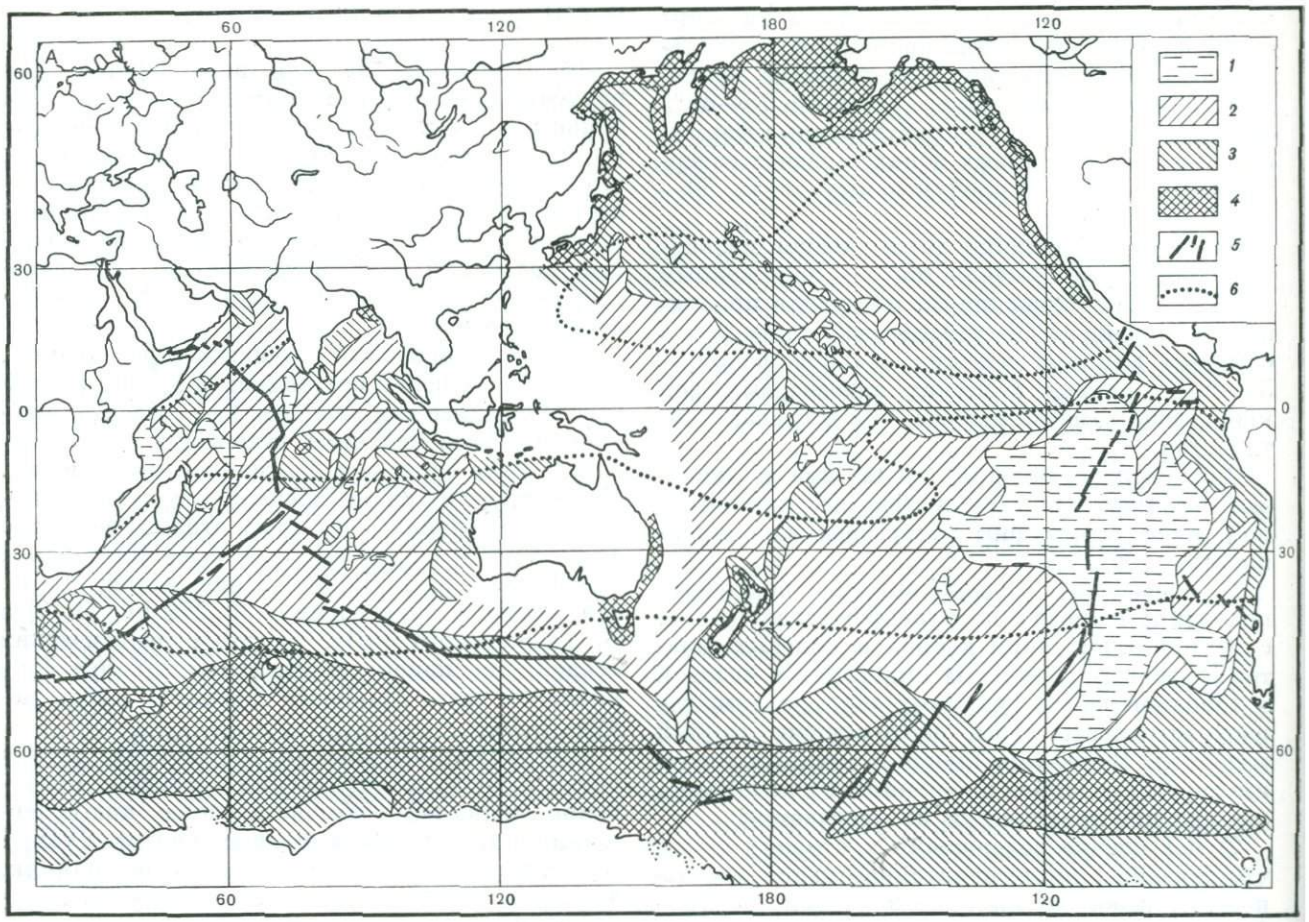
Для эоловой взвеси, по нашим определениям, среднее отношение составляет 3,8, для речной взвеси (среднее для рек Мира) — 3,48. Для океанской взвеси величина отношения возрастает до 5,91, что связано с биогенным кремнеземом. Четко выделяется по значению модуля космогенный материал: для него отношение равно 15,9. Среднее значение для осадочных пород платформы 3,84 (Ронов, Ярошевский, 1967), что близко к определениям Ф. Кларка (4,32) и З. Суйковского (4,1). Средний пелагический осадок, по нашим определениям (более 1500 анализов для Мирового океана), имеет модуль 4,16.

Для величины модуля характерна тесная связь с гранулометрическим составом: погрубение осадка ведет обычно к увеличению содержания в нем кварца и полевых шпатов, а также к уменьшению содержания пелитовой фракции, т. е. алюминия. Такая двойная реакция модуля на изменение гранулометрического состава приводит к тому, что, например, в песках значение модуля возрастает до 10—15 и более. Эта зависимость нарушается в областях геосинклинального океанского вулканизма, где в грубых фракциях кварц отсутствует. Такая особенность поведения модуля может использоваться для выявления областей современного вулканизма.

Поскольку для пелагических осадков океанов характерно значение модуля около 4, могут быть выяснены избыточные содержания кремнезема сверх нормального «терригенного» фона:

$$SiO_{2\ избыт} = SiO_{2\ вал} - 4Al_2O_3.$$

Обычно таким избыточным кремнеземом бывает аморфный опал, т. е. биогенный кремнезем. Однако эта формула может быть использована также и для поисков других форм кремнезема, в частности коллоидального, если такой поступал бы, например, из активных хребтов или в связи с подводным вулканизмом. На карте видно (см. рис. 55, *А*), что практически все значения отношения больше 4 приходятся на пояса биогенного кремненакопления или на прибрежные осадки, обогащенные кварцем и полевыми шпатами.



ЦИРКОНИЙ

Ионный радиус циркония (0,82 Å) близок к ионным радиусам Ti, Hf, Ga, Fe_2^+. Из самостоятельных минералов характерен циркон. Содержание циркония растет от базальтов ($1 \cdot 10^{-2}$%) до гранитов ($2 \cdot 10^{-2}$%), сходное с гранитами значение характерно также для андезитов и осадочных пород континентальной платформы (см. табл. 2, рис. 2). В речной воде цирконий на 97,7% мигрирует в форме взвеси, но в океанах положение *резко меняется: взвешенная* часть составляет только 13% от валового циркония (сумма взвешенных и растворенных форм). Среднее содержание циркония в пелагических осадках (по данным более 1000 собственных определений, а также по данным Е. М. Емельянова) составляет 188 *г/т* (в пересчете *на бескарбонатный и бескремнистый* материал).

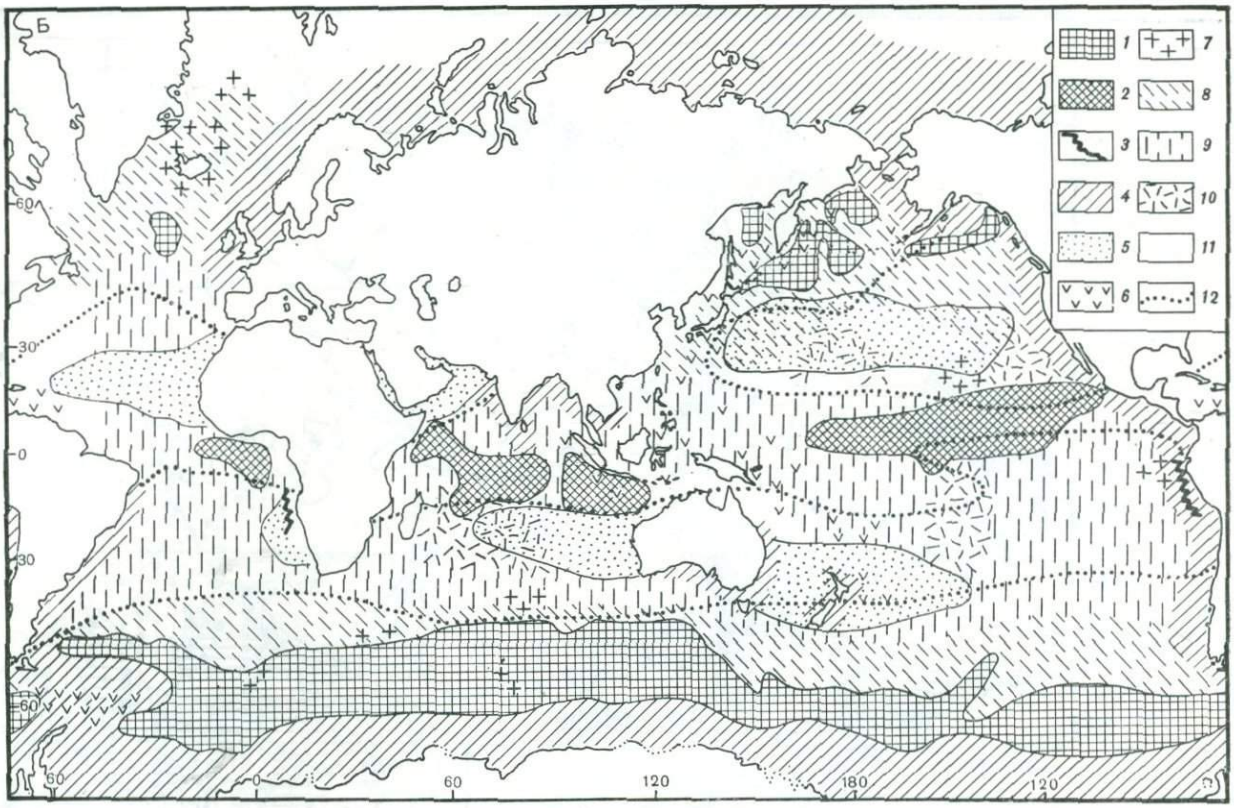
Парадоксальным представляется факт увеличения подвижности циркония в океанской среде, поскольку он остается неподвижным даже в экваториальных корах выветривания и

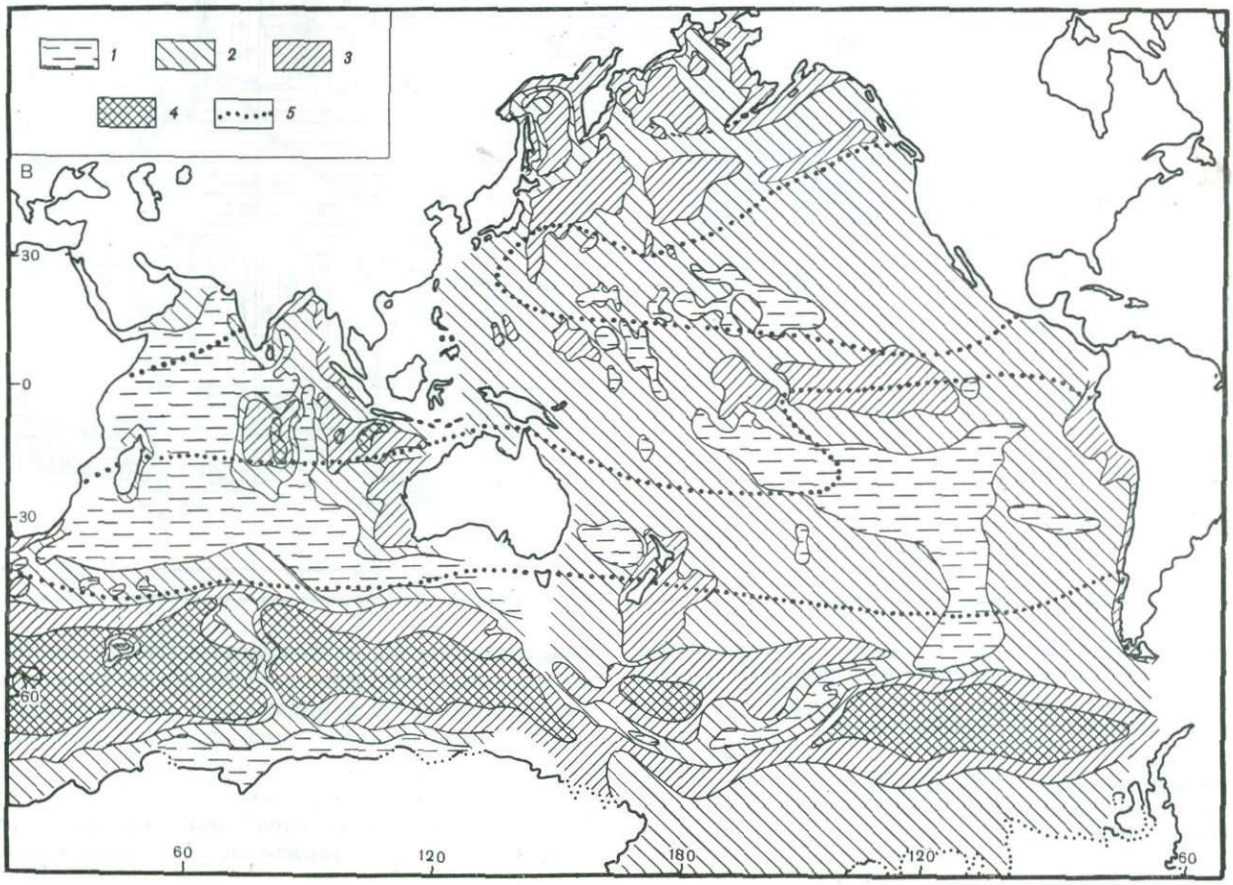
Р и с. 56. Распределение и генетические типы кремнезема в донных осадках морей и океанов

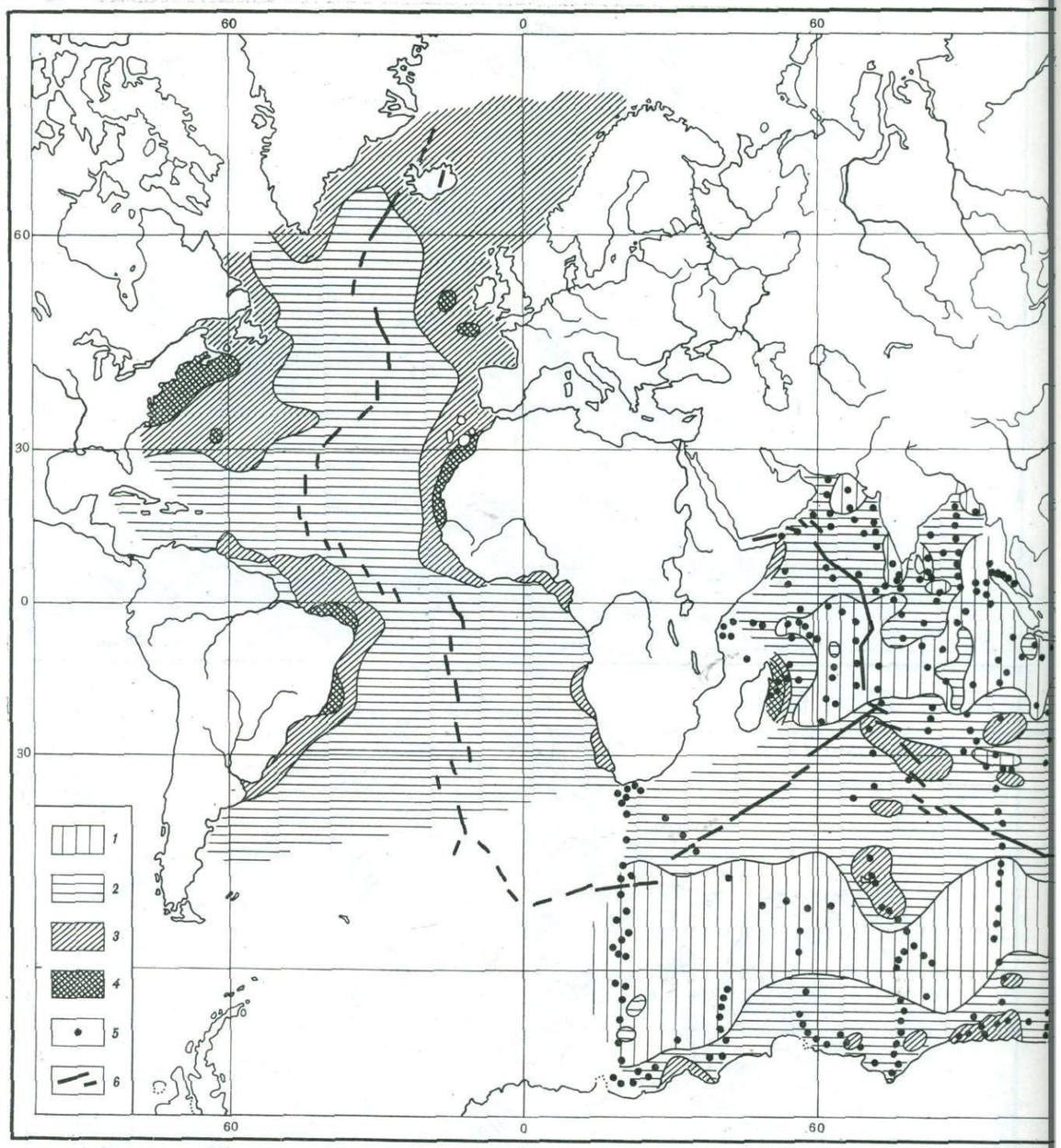
А. Содержание $SiO_{2\ вал}$ в % на бескарбонатный материал: *1* — менее 30; *2* — от 30 до 50; *3* — от 50 до 70; *4* — более 70. Прочие обозначения: *5* — срединные хребты; *6* — границы климатических зон.

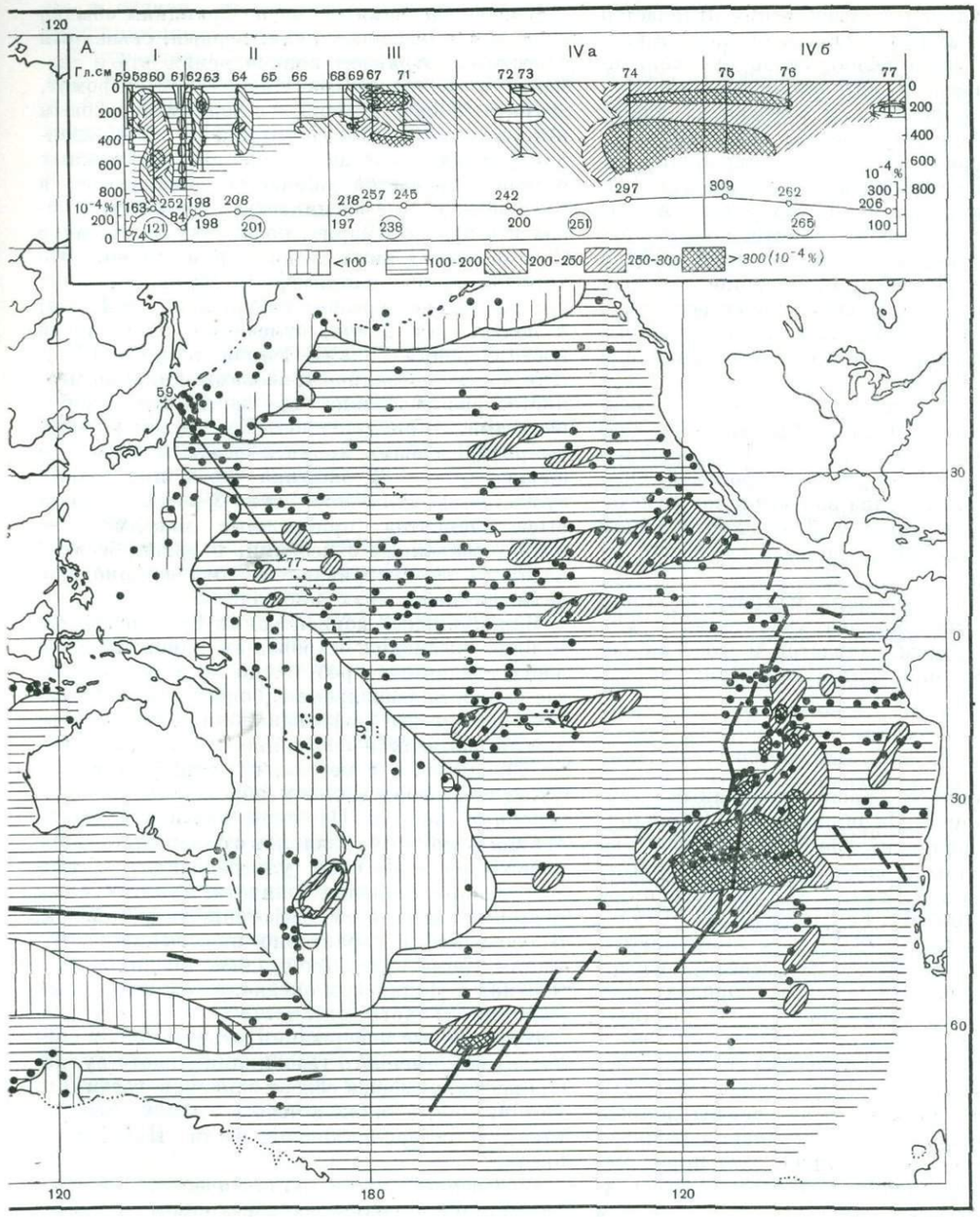
Б. Генетические типы кремнезема. Преимущественно биогенный (опаловый): *1* — диатомовый (южный и северный умеренный); *2* — радиоляриево-диатомовый (экваториальный); *3* — диатомовый апвеллингов. Преимущественно обломочный терригенный: *4* — грубодисперсный шельфов и периферии океанов (в ледовых зонах — по всей площади); *5* — тонкодисперсный пелагических областей (эоловый). Преимущественно обломочный вулканогенный: *6* — в пепловом материале и стекле андезит-риолитовых *эксплозий геосинклинальных областей*; *7* — *в базальтовом* материале островов океанической мегапровинции. Преимущественно глинистый: *8* — хлорит-иллитовый ледовых и умеренных зон; *9* — каолинит-монтмориллонитовый экваториальной и аридных зон. Связанный в аутигенные минералы: *10* — существенно филлипситовый; *11* — существенно клиноптилолит-гейландитовый. Прочие обозначения: *12* — границы климатических зон.

В. Отношение $SiO_{2\ вал}/TiO_2$: *1* — менее 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 300; *4* — более 300; *5* — границы климатических зон


Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
60
30
0
30
60
60
0
60
120
180
120


1
2
3
4
5
В
30
0
30
60
60
120
180
120
60





Р и с. 57. Распределение циркония в донных осадках морей и океанов ($n \times 10^{-4}$% на бескарбонатный и бескремнистый материал)

1 — менее 100; *2* — от 100 до 200; *3* — от 200 до 400; *4* — более 400; *5* — станции; *6* — срединные хребты.

На врезке:
Распределение циркония в Тихом океане в колонках по профилю через Северо-Западную котловину по данным Н. А. Лисицыной и др., 1973

концентрируется в бокситах. Кроме данных по соотношению взвешенной и растворенной частей циркония в океанах, в существовании растворенной формы этого элемента убеждают следующие факты:

1) значительное обогащение цирконием зубов и костей рыб, которые получают его через пищевые цепи из планктона, а также сорбцией;

2) повышенное содержание Zr в железо-марганцевых конкрециях сравнительно с вмещающими осадками по крайней мере в 2,5 раза. Тесная связь циркония в конкрециях с Fe и элементами его группы, что наводит на мысль о важной роли Fe-сорбента в концентрации циркония из воды;

3) повышенное содержание Zr в металлоносных осадках, где он накапливается также Fe-коллектором (соосаждение);

4) повышенное содержание Zr в фосфатных конкрециях, чем устанавливается связь подвижного циркония также и с фосфатным коллектором.

Рассмотрение карты распределения циркония (рис. 57) показывает, что картина разме-

щений этого элемента существенно отличается от рассмотренных выше. Обращает на себя внимание прежде всего тесная связь его концентраций с областями металлоносных осадков, тяготеющими к рсединным хребтам, а также к крупным разломам. Области геосинклинального и океанского вулканизма выделяются по пониженным содержаниям этого элемента. Высокие содержания циркония отмечаются и близ областей распространения гранитоидов (Антарктида, Южная Африка, о. Мадагаскар, о. Шри Ланка и др.). Наконец, содержание его возрастает обычно от тонкодисперсных осадков к пескам, поэтому прибрежные пески, которые не показаны на карте, обогащаются цирконием до значений 180—250 *г/т* и выше.

Максимальные концентрации этого элемента в пелагических осадках (до 800—880 *г/т*) тяготеют к активным хребтам, концентрация циркония здесь в 5—6 раз выше фоновой. Обогащение осадков Zr близ зон разломов отмечалось ранее для разлома Мендосино в Тихом океане (Nayudu, 1965), оно было выявлено минералогически.

Распределение циркония на разрезе Японские — Гавайские острова характерно и для других элементов-гидролизатов и отвечает закономерностям, описанным выше (см. рис. 57, врезка).

ХРОМ

Хром — довольно распространенный элемент земной коры. Он образует ряд самостоятельных минералов и, кроме того, входит во многие минералы в виде изоморфных примесей. Ионный радиус Cr (0,64 Å) близок к ионным радиусам Fe^{3+} (0,67Å), Fe^{2+} (0,68Å), Ni (0,74Å), Mg (0,74 Å) и Co (0,78 Å), чем определяются природные геохимические парагенезы в изверженных, а частью и осадочных породах. Для изверженных пород типично резкое увеличение содержания хрома от гранитов (10 *г/т*) к базальтам (300 *г/т*) и особенно к ультраосновным породам (>4000 *г/т*) (см. табл. 2 и рис. 2). Таким образом, этот элемент должен быть индикатором распространения базитов и ультрабазитов, т. е. типичен для пород мегапровинции океанских платформ. Его среднее содержание в андезитах (44 *г/т*) ниже, чем в осадочных породах континентальной платформы (100 *г/т*), и ниже, чем в пелагических осадках — 91 *г/т* (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал, около 900 анализов). В среднем для рек Мира содержание хрома около 130 *мкг/л*, при этом около 99% хрома мигрирует во взвеси. В океанской взвеси хром составляет только 12%, т. е. его главная часть существует в растворенной форме.

В распределении хрома по фракциям обычно отмечаются два максимума: первый, связанный с песками, отражает концентрацию этого элемента с обломочными минералами (хромит, магнетит и др.), второй — с тонким пелитовым материалом, в сорбированной и соосажденной формах. Обогащение хромом прибрежных песков встречается далеко не повсеместно, в частности, его не возникает в андезитовых зонах и в краевых морях, поскольку содержание Cr в андезитах ниже среднего для осадков. Это хорошо видно, например, в Японском море, где от песков (среднее содержание 28,2 *г/т*) к пелитам (49,2 *г/т*) отмечается постоянный рост значений (Грамм-Осипов и др., 1973). Для части, связанной с песками, типично пятнистое распределение, для части, связанной с пелитами, — равномерное. Как видно из карты распределения хрома в осадках Мирового океана (рис. 58), картина его концентраций существенно отличается от всех рассмотренных выше элементов (прибрежные максимумы — пятна, связанные с песками, в масштабе этой карты не просматриваются, хотя широко развиты на небольших площадях).

Максимальные концентрации Cr отмечаются: 1) близ океанских островов-вулканов; 2) в области срединных хребтов, но не в тех местах, где скорости расширения (более 3 *см/год*) максимальны и где рифтовая долина срединного хребта заливается постоянно свежими порциями базальтов, а в местах, где существует глубокое рифтовое ущелье и обнажаются ультраосновные породы III слоя океанской коры; 3) в зонах крупных разломов с обнажением комплекса пород III слоя (ультрабазиты), а также с распространением эпидота, хромита, слюд и других минералов эдафогенного комплекса. В особенности характерно повышение содержания хрома в донных осадках впадины Диамантина в Индийском океане, а также крупных разломов Тихого океана.

Пониженные содержания отмечаются в областях современного геосинклинального вулканизма, например, в северо-западной части Тихого океана, а также в ледовых зонах (Антарктика), в северо-восточной части Индийского океана.

В северной части Атлантического океана картина обогащения осадков хромом совпадает с распределением титана и обусловлена поступлением базальтового пирокластического материала и продуктов размыва океанских островов (Исландия, Ян-Майен и др.).

Хром лишь в отдельных случаях маркирует специфический терригенный материал (западная часть Аравийского моря, район Новой Зеландии), в основном же он приурочен к активным срединным хребтам и разломам,

но в отличие от циркония — к их медленно расширяющимся частям.

Количественно концентрацию хрома в осадках Индийского океана (на бескарбонатный и бескремнистый материал) можно охарактеризовать следующими цифрами (*в г/т*): в айсберговых осадках — в среднем 67, в красных глубоководных глинах — 69, в осадках срединных хребтов — 314, в среднем для осадков этого океана (по 296 пробам) — 103 (Лукашин, 1974).

ИТТРИЙ

В отличие от хрома иттрий, так же как и цирконий, обогащает кислые породы: содержание его в базальтах составляет 43 *г/т*, в гранитах —34 *г/т*. Среднее его содержание в осадочных породах платформ (30 *г/т*) значительно ниже, чем среднее содержание в пелагических осадках (71 *г/т*, по данным около 400 определений).

Содержание иттрия в речной взвеси в среднем 27 *г/т*, в эоловой взвеси (16 анализов) — 143 *г/т*. Распределение иттрия характеризуется ростом от песков (30 *г/т*) к глинам и сланцам (41 *г/т*) (см. табл. 2). Самостоятельных минералов Y не образует, встречается обычно вместе с торием и лантаноидами.

Как видно из карты распределения иттрия (см. рис. 58, *Б*), он определенно тяготеет в основном не к суше, а к активным срединным хребтам Индийского океана, что соответствует выводам В. Н. Лукашина для того же океана (Лукашин, 1974). На фоне кларковых значений, характерных для различных климатических зон океана от Антарктики и до экватора, резко выделяются срединные хребты, при этом иттрий тяготеет только к активным хребтам. На пассивном Восточно-Индийском хребте, так же как на поднятии Кергелен, его содержания понижены. Современный вулканизм геосинклинального типа (Индонезийская дуга) содержание иттрия в осадках немного снижает, так же как и базальтовый океанский. Среднее содержание иттрия в осадках активных хребтов Индийского океана 258 *г/т*, в то время как в осадках других типов оно колеблется от 30 до 80 *г/т* и только в карбонатных осадках достигает 100 *г/т*. Среднее содержание в донных осадках Индийского океана 71 *г/т*. Иттрий, таким образом,— косвенный индикатор поступления эндогенного вещества из недр океанической коры, его высокие концентрации, как показало изучение металлоносных осадков, связаны с поступлением Fe—Mn коллектора из недр океанической коры и с захватом Y, растворенного в океанской воде. Другая часть растворенного Y экстрагируется биосом.

ВАНАДИЙ

Содержание ванадия, как и хрома, растет в ряду от кислых пород (40 *г/т*) через андезиты (175 *г/т*) к базальтам (292 *г/т*), однако быстро снижается в ультраосновных породах (47 *г/т*) (см. табл. 2 и рис. 2). Поэтому V не может маркировать выходов ультрабазитов на океаническом дне, как хром. Близость ионных радиусов определяет в изверженных породах парагенез с группой следующих элементов: Fe^{+3}, Al, Ti, Co, Ni, Cr. Ванадий — характерный элемент группы железа. В качестве изоморфной примеси входит во многие распространенные минералы, в частности в пироксены, амфиболы, гранаты, магнетиты и титаномагнетиты. В речной взвеси мигрирует 98,5% от валового V, или 126 *мкг/л*. Формы V резко меняются в океане, где доминируют растворы (99,5% от валового, или 1,5 *мкг/л*), т. е. концентрация V в океане падает в 40 раз по сравнению с реками. Повышение содержания V в донных осадках и взвеси часто связано с $C_{орг}$, имеются многочисленные факты участия этого элемента в биологическом цикле, а также приуроченности его к отмершей органике.

Как и для хрома, в распределении V по фракциям и типам осадков прослеживаются обычно два максимума. Первый из них обусловлен прибрежными песками, обогащенными тяжелыми минералами, характеризуется пятнистостью и обнаруживается далеко не повсеместно; второй — связан с пелитами, т. е. с сорбированным и соосажденным V. Среднее содержание V в осадочных породах континентальной платформы составляет 103 *г/т*, что близко к определенному нами на основе около 900 анализов среднему содержанию в пелагических осадках океанов — 154 *г/т* (на бескарбонатный и бескремнистый материал). Картина распределения V в донных осадках (рис. 59)

►

Р и с. 58. Распределение хрома и иттрия в донных осадках морей и океанов ($n \times 10^{-4}$% на бескарбонатный и бескремнистый материал)

Содержание хрома: *1* — менее 50; *2* — от 50 до 100; *3* — от 100 до 200; *4* — от 200 до 500; *5* — более 500; *6* — станции; *7* — срединные хребты.

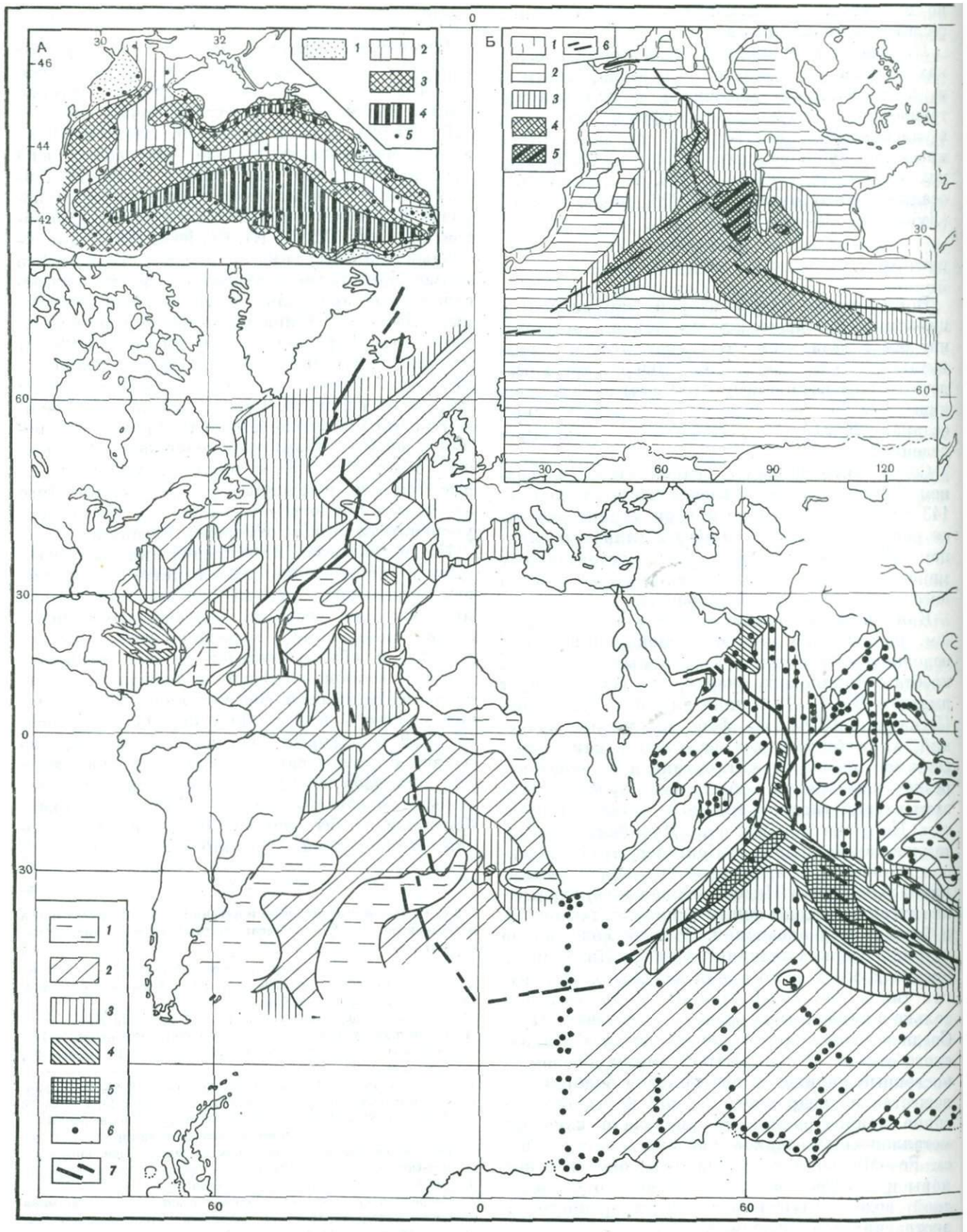
На врезках — содержание хрома *А*, *В*, *Г* и иттрия *Б*:

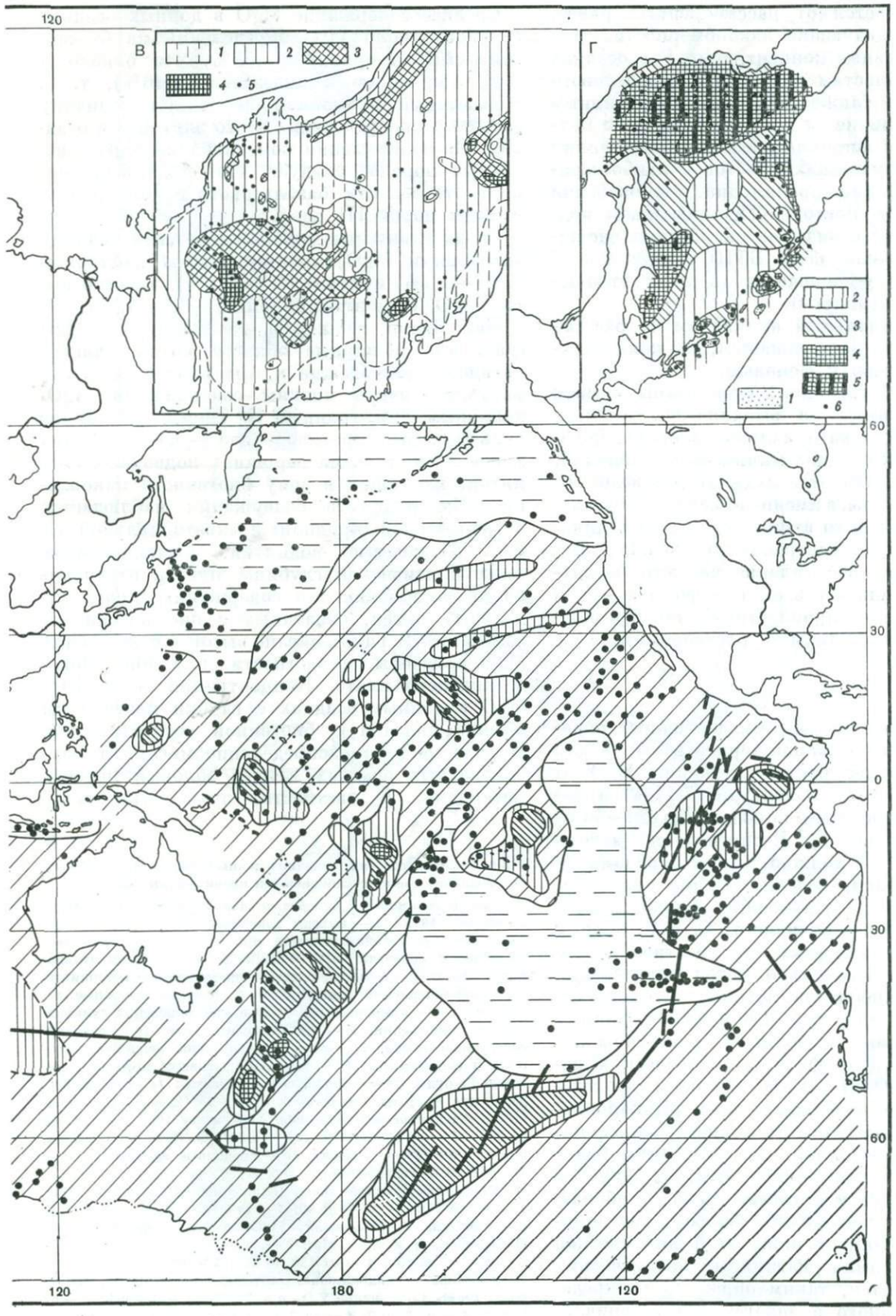
А. Умеренная гумидная зона. Черное море (Глаголева, 1971): *1* — менее 40; *2* — от 40 до 60; *3* — от 60 до 120; *4* — более 120; *5* — станции.

Б. Иттрий в осадках Индийского океана ($n \times 10^{-4}$% на бескарбонатный и бескремнистый материал): *1* — менее 20; *2* — от 20 до 80; *3* — от 80 до 200; *4* — от 200 до 500; *5* — более 500; *6* — срединные хребты. Станции см. на основной карте.

В. Умеренная гумидная зона. Хром в осадках Японского моря (Грамм-Осипов и др., 1973): *1* — менее 20; *2* — от 20 до 45; *3* — от 45 до 65; *4* — более 65; *5* — станции.

Г. Умеренная гумидная зона. Хром в осадках Охотского моря (Страхов, Нестерова, 1968): *1* — менее 15; *2* — от 15 до 30; *3* — от 30 до 45; *4* — от 45 до 60; *5* — более 60; *6* — станции


А
Б
1
2
3
4
5
6
7
0
30
60
90
120
46
44
42
32
-30
-60


В
Г
1
2
3
4 • 5
6
120
180
60
30
0
-30
-60

заметно отличается от рассмотренных ранее. Характерны следующие закономерности.

1. Максимальные концентрации V в осадках тяготеют к областям океанского базальтового вулканизма, а также к активным срединным хребтам. В отличие от хрома наибольшие концентрации V и широкие ареалы его рассеяния возникают на участках хребтов с наибольшими скоростями расширения дна, что особенно четко видно на Восточно-Тихоокеанском поднятии. В местах с низкими скоростями расширения дна (южная часть ВТП) содержание V на поднятиях уменьшается (в этом отношении V и Cr антагонисты).

2. Геосинклинальный вулканизм на распределении V почти не отражается, его концентрации близки здесь к фоновым.

3. Области обогащения V прибрежных песков в масштабе карты не выявляются.

4. В осадках экваториальной зоны содержание V в донных осадках минимально. Ванадий, таким образом, является индикатором вещества океанической коры, а именно ее верхнего базальтового (II) слоя, в то время как Cr — индикатор нижнего (III) ультрабазитового слоя. Ванадий отражает поступление свежего базальтового материала во всех его формах — как в твердой (в виде пирокластики), так и в жидкой (с гидротермальными растворами).

МАГНИЙ

Для распределения Mg в изверженных породах типична та же закономерность, что и для ванадия и хрома: рост содержания MgO от гранитов (0,55%) к базальтам (7,71%) и далее к ультраосновным породам (до 20—46%) (см. табл. 2, рис. 2). Распределение магния в донных осадках должно, таким образом, соответствовать распределениям хрома и ванадия, но в мелководных отложениях (менее 2 *мкм*) геохимия магния, в отличие от Cr и V, определяется в главных чертах его участием в биогенном цикле. Несколько сотен определений содержания карбонатов магния (высокомагнезиальный кальцит, доломит и др.) в донных осадках океанов (выполнены рентгеновским методом в отделе физико-геологических исследований ИОАН В. В. Серовой) показали, что кроме отдельных зерен Mg-карбонаты в нормальных пелагических осадках никогда не встречаются. На глубины более 2 *км* влияние биогенного фактора уже не простирается. Весь магнезиальный карбонатный материал, связанный с биосом, растворяется и не проникает ниже этой критической глубины. Геохимия магния в пелагических осадках диктуется, таким образом, распределением литогенного и эндогенного материала.

Среднее содержание MgO в донных осадка океанов (около 1100 определений на бескарбонатный материал) — 3,58%, что близко его содержанию в андезитах (3,16%), т. андезитовый вулканизм не меняет величин фонового распределения этого элемента в осадках. Из соотношения концентраций MgO в и ходных породах следует, что он должен маркировать области базальтового вулканизма выходы пород III слоя.

Среди глинистых минералов самыми низкими значениями MgO характеризуются каолинит (0,08—0,3%) и иллит (1,3—3,1%), заметно ви ше MgO в монтмориллоните (3,2—4,7%).

Как видно из карты распределения Mg (рис. 60), обширные области южных часте океанов, прилежащие к Антарктиде, характеризуются очень низким содержанием Mg(типичным для гранитов и гнейсов. Влияни рельефа дна противоречиво — на глубина менее 2 *км*, т. е. на вершинах подводных поднятий, входящих в зону биогенного накопления Mg, рост его содержания наблюдаетс в тропической (аридной) и экваториальной зо нах. Подводные поднятия, расположенны ниже критической глубины $MgCO_3$, отмечаю ся по понижению его содержания (кроме о дельных пятен, связанных с океанскими ба зальтами). В Тихом океане высокие содержани MgO отмечены, в частности, в районе Нов зеландского плато. Концентрация более 10 MgO в донных осадках с глубин менее 2 к обычно связана с биогенной седиментацие В ряде мест на распределение магния в гл боководных осадках влияет эоловый перен материала. В частности, этим объясняетс

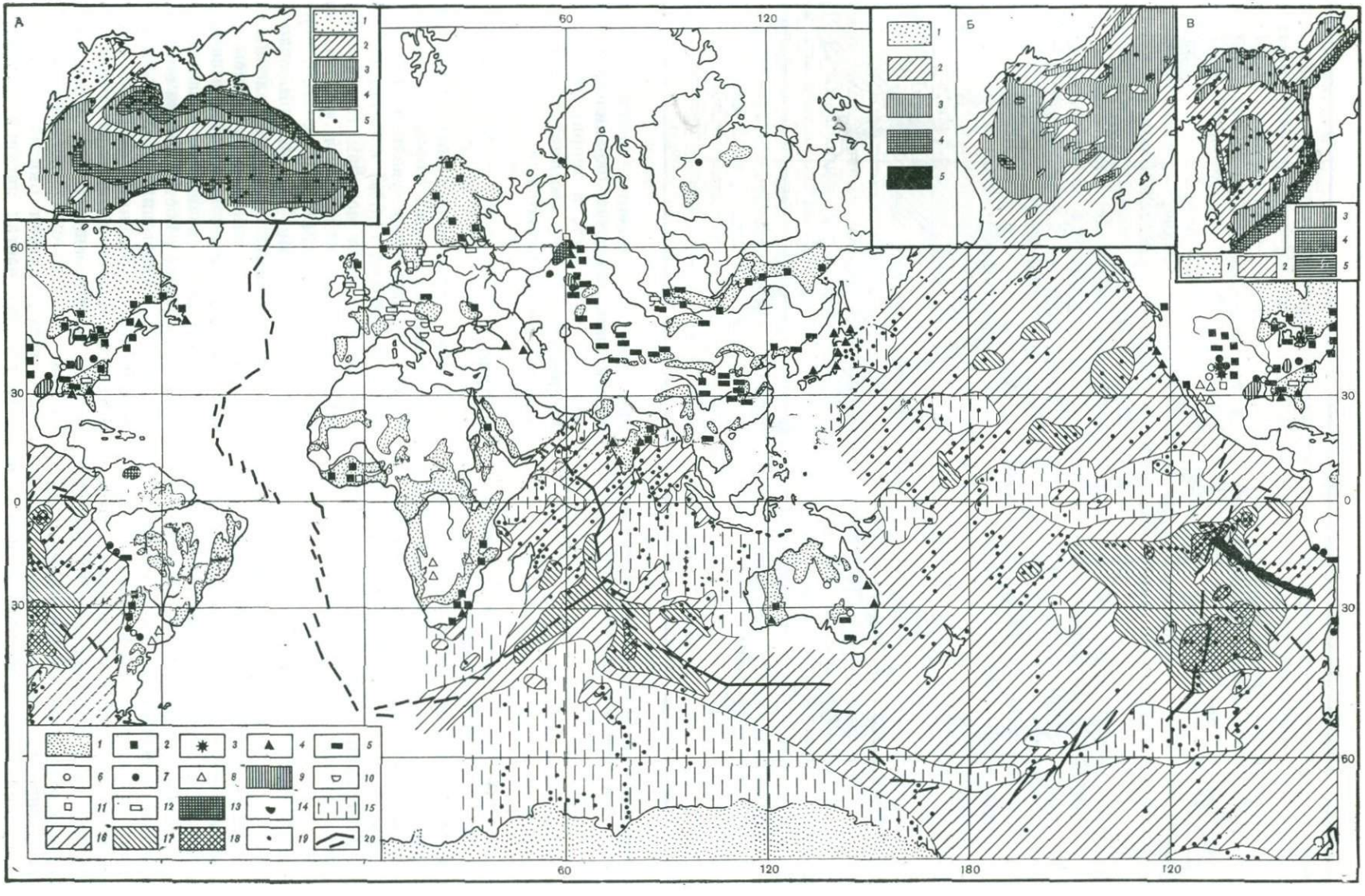
Р и с. 59. Распределение ванадия в донных осадках морей и оке нов в сопоставлении с ванадиевыми провинциями суши

Породы, обогащенные V на суше, и ванадиевые провинции Ми (Холодов, 1975): *1* — выходы докембрия; *2* — месторожден ванадиеносных титаномагнетитов типа Кируна (Pξ); *3* — ме торождения роскоэлитовых песчаников; *4* — россыпи титан магнетитов с V; *5* — месторождения черных сланцев и фтонито *6* — уран-ванадиевые месторождения; *7* — ванадиеносные а фальтиты; *8* — вторичные ванадиты в зоне окисления сульфи ных месторождений; *9* — ванадиеносные угли; *10* — ванади содержащие нефти; *11* — ванадийсодержащие медистые песч ники и волконскиты; *12* — ванадийсодержащие морские оол товые Fe-руды; *13* — ванадиеносные бокситы; *14* — ванадий держащие фосфаты. *Содержание V, $n \times 10^{-4}$% на бескарбона ный и бескремнистый материал: 15* — менее 100; *16* — от 1 до 200; *17* — от 200 до 400; *18* — более 400. Прочие обо начения: *19* — станции; *20* — срединные хребты.

На врезках — содержание V, $n \times 10^{-4}$%:

А. Умеренная гумидная зона. Черное море (Глаголева, 197 *1* — менее 40; *2* — от 40 до 80; *3* — от 80 до 120; *4* — более 12 *5* — станции. *Б.* Умеренная гумидная зона. Японское мо (Грамм-Осипов и др., 1973): *1* — менее 50; *2* — от 50 до 10 *3* — от 100 до 150; *4* — от 150 до 250; *5* — более 250.

В. Умеренная гумидная зона. Охотское море (Страхов, Нест рова, 1968). Содержание V_2O_5, $n \times 10^{-2}$%: *1* — менее 1; *2* — 1 до 2; *3* — от 2 до 3; *4* — от 3 до 4; *5* — более 4; *6* — станц


А
Б
В
60
120
180
120
60
30
0
30
60

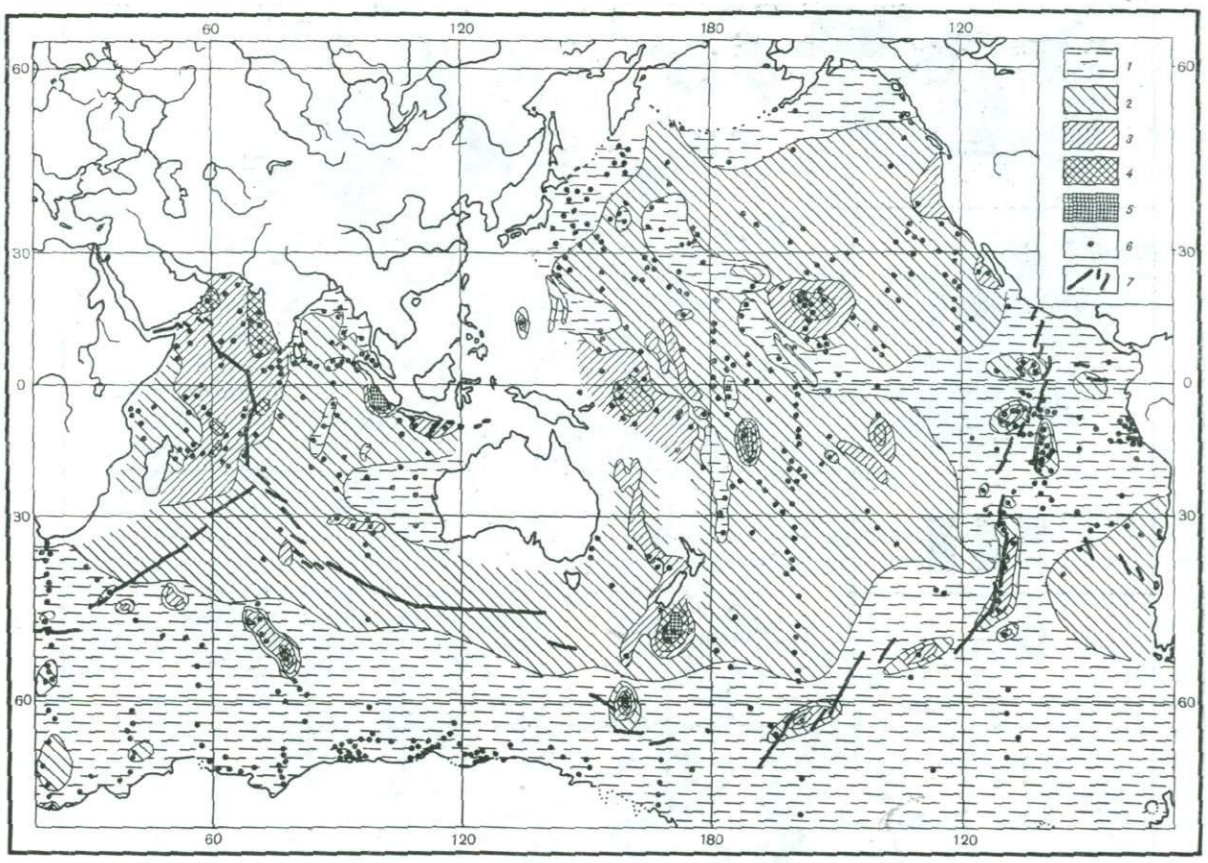


Рис. 60. Распределение магния в донных осадках морей и океанов (MgO в % на бескарбонатный и бескремнистый материал)

1 — менее 3; *2* — от 3 до 4; *3* — от 4 до 8; *4* — от 8 до 12; *5* — более 12. Прочие обозначения: *6* — станции; *7* — срединные хребты

обогащение MgO донных осадков Аравийского моря и северной аридной зоны Атлантического океана: здесь в эоловом материале и в донных осадках рентгеновским анализом обнаружены доломит и магнезиальные силикаты. Наоборот, эоловый материал, поступающий в Индийский океан из Австралии, характеризуется низким содержанием магния, что связывается с развеиванием здесь латеритных кор.

Четко выделяются по повышенным содержаниям MgO базальтовые острова-вулканы. Узость ареалов распространения магния на срединных активных хребтах позволяет считать, что концентрации MgO обусловлены накоплением эдафогенных осадков, а не поступлением Mg с эндогенным веществом. Если такой эндогенный материал и поступает в виде растворов, то вследствие высокой растворимости соединений магния он уходит из макропровинций хребтов, осаждаясь только в биогенном цикле.

Анализ распределения литогенного (терригенного и вулканогенного) магния убеждает в том, что этот элемент — хороший индикатор поступления вещества океанической коры, а также, в ряде мест, и терригенного эолового материала. Области геосинклиналей по этому элементу не выявляются.

ЖЕЛЕЗО

Железо — один из самых распространенных элементов земной коры. Его содержание (Fe_2O_3) закономерно увеличивается в ряду от кислых пород (3,6%) к базальтам (9,57%) и ультраосновным породам (9,1%). Закисное Fe^{2+} изоморфно замещает в породах магний, а ионный радиус Fe^{3+} близок (0,67 Å) к Mo, двухвалентным Mg, Ti, Cr. Железо — один из самых сложных по распределению элементов. Это связано как с его участием в биогенном цикле, так и с повышенными содержаниями в продуктах океанского базальтового вулканизма, а также с поступлением его в больших количествах с эндогенным материалом из океанической коры. В донных осадках, а частью и во взвеси существуют окисные и закисные формы Fe, различающиеся по своим свойствам. Главная форма существования Fe в океанах — трехвалентная окисная. Только в периферических частях океанов, а также в мо-

рях под влиянием $C_{орг}$ возникает Fe^{2+}, для которого характерна высокая подвижность; Fe^{2+} вместе с Mn мигрирует из глубинных зон осадка с восстановительными условиями в поверхностные, окисленные. В пелагических частях океанов содержание $C_{орг}$ недостаточно для создания энергетической основы миграции железа. Карбонатные формы Fe (сидерит) встречаются главным образом в морях (в частности, изучены в Балтийском море; см. Блажчишин, 1974), здесь же и по периферии океанов широко распространены и сульфиды Fe.

С суши Fe поставляется в океан во взвешенной форме (98,5% от суммы растворенного и взвешенного), однако в океане на взвешенную форму приходится всего около 6,3%, т. е. господствуют растворенные формы. Валовое содержание Fe в водах рек Мира 7,3% (Гордеев, Лисицын, 1976).

Важные данные по растворенным формам Fe в водах были получены в отделе физико-геологических исследований ИОАН Л. Л. Деминой и В. В. Гордеевым. Они установили, что в водах юго-восточной части Тихого океана в среднем на долю ионных форм приходится 23,1% от суммы растворенного и взвешенного, на долю органически связанного — 27,1% и остаточного растворенного — 22,3%. Четко выражена также вертикальная зональность распределения форм растворенного Fe: форма, связанная с органикой, господствует на поверхности, ее роль уменьшается с глубиной. Ионная форма распределена довольно равномерно.

По последним данным, среднее содержание Fe во взвеси океанов составляет 1,3 *мкг/л* (0,64%), что ниже, чем давалось ранее, а в растворенной форме — 5,0 *мкг/л*, т. е. суммарно 6,3 *мкг/л* (Гордеев, Лисицын, 1976). Содержание Fe в аэрозоле над океанами в среднем 1,56%.

Средние содержания Fe в донных осадках морей и океанов колеблются, по данным разных авторов, от 3,7 до 6,1% (Sujkowski, 1952; Sverdrup a. o., 1942; Goldberg, Arrhenius, 1958; El—Wakeel, Riley, 1961; Cronan, 1969b; Скорнякова, 1970; Грамм-Осипов и др., 1973).

По нашим данным (1429 анализов) поверхностных проб осадков, среднее содержание Fe_2O_3 составляет 8,23% (на бескарбонатный и бескремнистый материал); в колонках (1145 анализов) — 10,72%; в кернах бурения (669 анализов) —8,49%. Таким образом, для всей осадочной толщи океанов (I слой) (3243 анализа) среднее содержание Fe (на бескарбонатный и бескремнистый материал) составляет 8,7% (на натуральный осадок — 5,56%). Для осадочной толщи континентов среднее значение Fe_2O_3 близко (5,91%), как и для глин и глинистых сланцев (6,27%).

При среднем содержании Fe в фитопланктоне (0,14%) и средней годовой продукции $C_{орг}$ в Мировом океане (около 20 млрд.m) можно определить годовой захват Fe фитопланктоном — 28 млн. m. Его годовая поставка с суши равняется 1 млрд. m, причем на растворенную часть приходится всего 15 млн. m, т. е. планктон двукратно использует все растворенное Fe речного стока (обломочное Fe биосом не используется).

Для распределения железа по гранулометрическим типам донных осадков характерна двухвершинность с максимумами на песках и пелитах. Первый максимум связан с концентрацией многих обломочных минералов, обогащенных Fe в песчаной фракции. В пелитовом материале (второй максимум) преобладают другие формы железа — хлопья гидроокислов, а также Fe, сорбированное на поверхности глинистых минералов и связанное с тонкой органикой. Обломочная форма господствует по периферии океанов. В пелагических частях океанов господствует форма, связанная с пелитами (пелитовые и субколлоидные фракции), что хорошо видно на корреляционных графиках (Скорнякова, 1970).

Обогащение тонких фракций Fe часто объясняют «насасыванием» Fe глинистыми частицами. По мнению автора, главная причина здесь иная — хлопья гидроокислов Fe очень тонки, и они концентрируются с самым тонким терригенным материалом. При образовании свежей гидроокиси, например, вследствие

▶

Р и с. 61. Распределение железа в донных осадках морей и океанов в сопоставлении с корами выветривания суши, обогащенными Fe

Породы, обогащенные на суше Fe (по Страхову, 1960): *1* — области распространения Fe-руд; *2* — коры выветривания таежно-подзолистой зоны; *3* — красноземные коры выветривания тропиков и субтропиков; *4* — латериты; *5* — реликтовые латериты в современных засушливых областях; *6* — горно-лесные бурые почвы; *7* — крупнейшие мангровые болота и марши тропиков и субтропиков. *Содержание Fe в % на бескарбонатный и бескремнистый материал*: *8* — менее 3; *9* — от 3 до 5; *10* — от 5 до 7; *11* — от 7 до 10; *12* — более 10; *13* — граница окисленных и восстановленных фаций; *14* — станции; *15* — срединные хребты

На врезках — содержание Fe в % на бескарбонатный и бескремнистый материал:

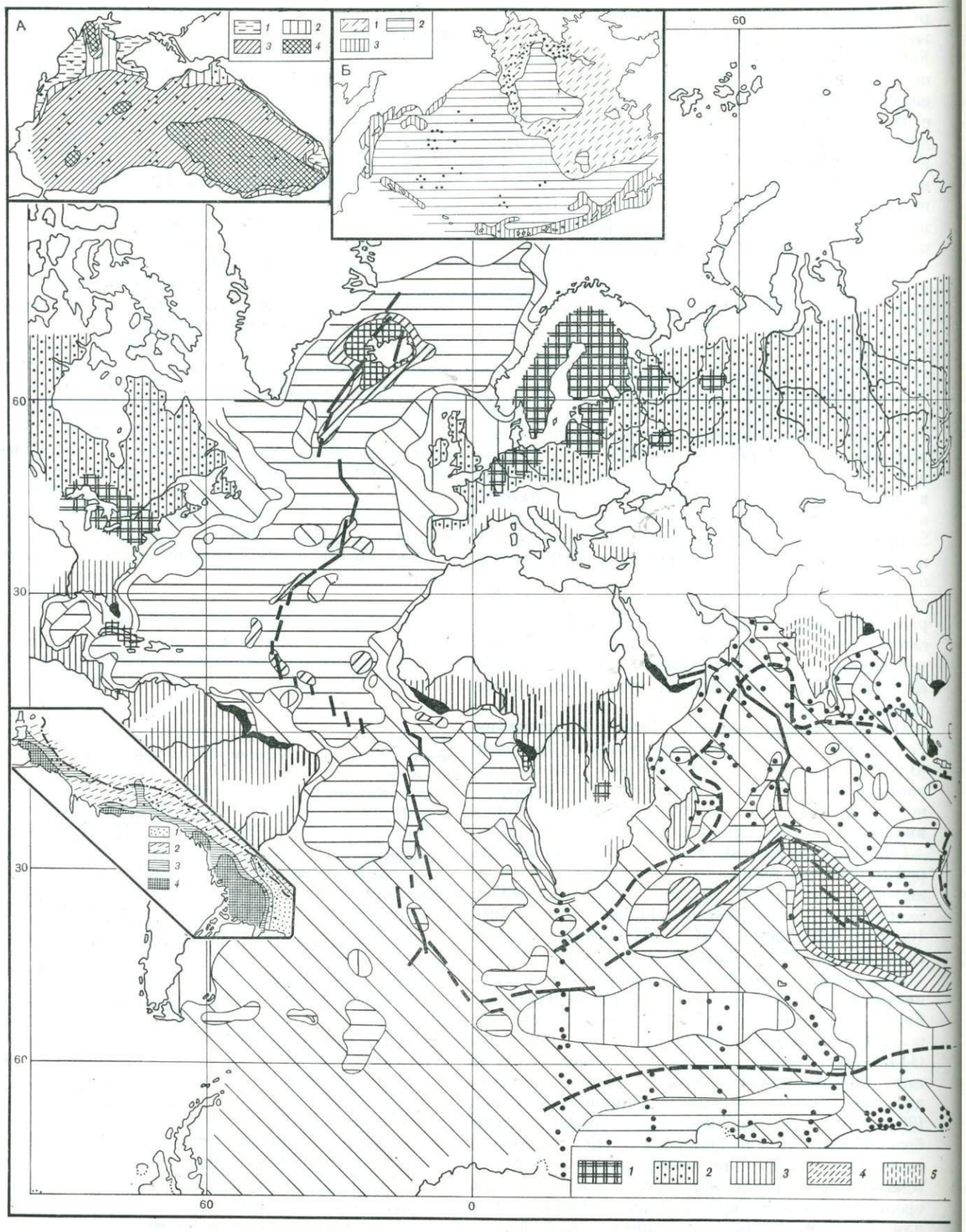
А. Умеренная зона, теплая часть. Черное море (Страхов, 1960): *1* — менее 3; *2* — от 3 до 4; *3* — от 4 до 5; точки — станции.

Б. Умеренная зона, холодная часть. Берингово море (Лисицын, 1966а): *1* — от 1 до 3; *2* — от 3 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — более 10; точки — станции.

В. Умеренная зона. Охотское море (Страхов, Нестерова, 1968): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 2; *3* — от 2 до 3; *4* — от 3 до 5; *5* — от 5 до 7; *6* — более 7.

Г. Северная ледовая зона. Арктический бассейн (Белов, Лапина, 1961). Содержание Fe в % на натуральный осадок: *1* — менее 3; *2* — от 3 до 5; *3* — от 5 до 10.

Д. Экваториальная гумидная зона, устье Амазонки и Ориноко (Захаров, 1974): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 5; *4* — от 5 до 10. Пунктир — граница шельфа


А
Б
В
Г
Д
60
30
0
120
180
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

распада органики, содержащей Fe, происходит захват свежим оксигидратом Fe в процессе соосаждения ряда катионов и анионов из океанской воды. Процесс соосаждения — практически мгновенный, после чего тонкие хлопья гидроокислов могут сорбировать еще дополнительное количество элементов своей поверхностью, как и глинистые минералы. Прямые определения под сканирующим микроскопом, а также косвенные с помощью мессбауэровской спектроскопии показали, что преобладающие размеры частиц гидроокислов Fe в океанах — от 100 до 300 Å, т. е. они входят в коллоидную фракцию. В значительных количествах оксигидраты Fe образуются близ активных срединных хребтов и составляют основу металлоносных осадков, которые рассмотрены далее.

Часть Fe донных осадков стягивается в Fe-Mn конкреции, однако, как было показано Н. М. Страховым (1975), эта часть обычно составляет всего 1/3—1/10 от Fe в осадках.

На рис. 61 показано распределение Fe в поверхностном слое донных осадков Мирового океана, из которого хорошо видна большая сложность поведения этого элемента в океанах. В прибрежных отложениях отмечается четкая зональность распределения форм Fe — от господства обломочных форм в ледовых зонах до господства пелитовых форм в экваториальной. В приустьевых районах экваториального пояса отмечается образование аутигенных минералов Fe-гидрогетит-шамозит-глауконитовых осадков. Пески и алевриты такого типа широко распространены на шельфах Либерии, Камеруна, Габона и Анголы, а также в экваториальном поясе Южной Америки, близ устьев Амазонки и Ориноко (Захаров, 1975; Емельянов и др., 1975). Те же аутигенные Fe-минералы встречаются здесь и в алевритово-пелитовых и пелитовых илах в парагенезе с монтмориллонитом и каолинитом — минералами теплого пояса.

Почти повсеместно распространен глауконит: удается выделить как современные, так и древние глаукониты, образовавшиеся при перемыве древних отложений. Образование глауконита в осадках тесно связано с содержанием $C_{орг}$, что особенно четко видно в зонах апвеллингов у берегов Перу, Юго-Западной Африки и др. Глауконит встречается не только в прибрежных, но и в глубоководных осадках по периферии океанов в редуцированной зоне (Лисицына и др., 1976). Эти разновидности Fe в прибрежной зоне в масштабе этой карты не просматриваются.

В глубоководных осадках отмечаются повышенные содержания Fe, связанные с различными источниками:

1) с базальтовым океанским вулканизмом (Гавайские острова, Исландия и др.);

2) с поступлением эндогенного Fe в областях активных срединных хребтов. Здесь концентрации Fe нередко приближаются к рудным (Красное море, ВТП, Индийский океан). Чем больше скорость расширения хребтов, тем шире полоса обогащения осадков Fe близ них, тем выше концентрации Fe, Zr, V, Y и др. (Лисицын и др., 1976);

3) кроме широких площадных зон обогащения, близ хребтов встречаются линейные, связанные с разломами, и точечные — с отдельными подводными вулканами. Высокие концентрации Fe связаны и с эдафогенными осадками;

4) современный геосинклинальный вулканизм не приводит к обогащению осадков Fe, поскольку содержание Fe в продуктах вулканизма находится в пределах фоновых значений.

Закономерности распределения железа в донных осадках определяются не только его источниками, но и зональностью:

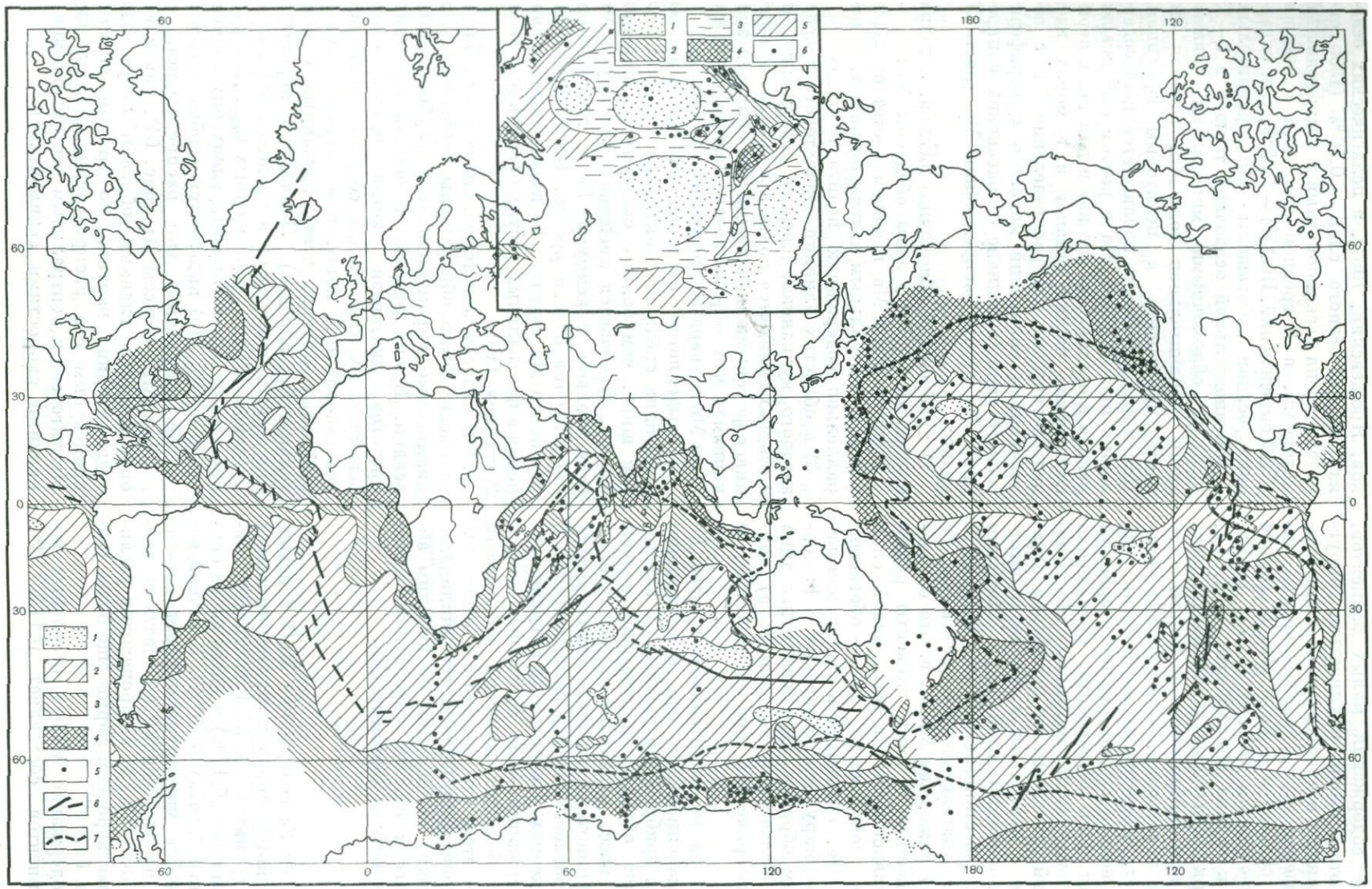
1) распределение Fe в Тихом океане тесно связано с климатической зональностью (Скорнякова, 1970, 1976), обогащены железом экваториальные и умеренные гумидные зоны; в области распространения айсберговых осадков содержание Fe незначительно;

2) подводный рельеф влияет на распределение Fe по-разному, в зависимости от преобладания крупнозернистых или пелитовых форм Fe. В айсберговой зоне, где доминирует обломочная форма, на подводных поднятиях содержание Fe обычно растет (шлихование) в областях господства пелитоморфной формы, на поднятиях содержание Fe снижается. Последнее особенно четко видно в областях распространения тонких хлопьев эндогенного Fe;

3) связь Fe с тектонической зональностью следует из его приуроченности к активным хребтам, разломам, а также к действующим базальтовым вулканам ложа океанов; более общая форма связи — через рельеф дна;

4) зональность распределения установлена также и для конкреционной формы Fe в пелагических осадках. Количество океанских конкреций, их морфология и состав тесно связаны с климатической и вертикальной, а также с циркумконтинентальной зональностью (Железо-марганцевые конкреции..., 1976). Конкреции океанского типа не встречаются или встречаются редко по периферии океанов, а также в областях высоких скоростей седиментации. В наибольших количествах они обнаружены в аридных зонах, а также в местах нулевой седиментации и размыва.

В условиях высоких скоростей образуются зачаточные стяжения — микроконкреции. В аридных зонах в конкрециях обнаружены



Р и с. 62. Абсолютные массы Fe в донных осадках морей и океанов в *мг/см²*/1000 лет

1 — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 50; *4* — более 50. Прочие обозначения: *5* — станции; *6* — срединные хребты; *7* — граница восстановленных и окисленных осадков.

На врезке:
Для Тихого океана (Bostrom, 1973): *1* — менее 6; *3* — от 6 до 10; *5* — от 10 до 30; *2* — от 30 до 60; *4* — более 60; *6* — станции

максимальные содержания малых элементов, они выделяются своей крупностью, округлыми очертаниями и твердостью. В конкрециях идет смешение двух разнозаряженных оксигидратных сорбентов — Fe и Mn. К группе элементов Fe-сорбента относят Ti, Zr, V, Pb, Cr, Ge, W, к группе Mn-сорбента — Ni, Cu, Co, Mo. Циркумконтинентальная зональность проявляется при приближении не только к материку, но и к островам, — количество конкреций убывает, меняются их морфология, состав. С уменьшением глубин обычно возрастает относительная роль Fe-сорбента. Совершенно иной, диагенетический механизм образования конкреций отмечается по периферии океанов, а также в морях, где в осадках существует восстановленный слой. При миграции элементов из восстановленной в окисленную зону обычно диагенетический максимум Fe располагается ниже, чем Mn, т. е. эти сорбенты и сопряженные с ними элементы разделяются. В зависимости от того, какой слой выходит на поверхность дна — обогащенный Fe или Mn, находится и состав конкреций, чаще формируются конкреции с Fe-сорбентом. Таким образом, выделяются два типа механизмов образования конкреций: а) морской и периферический (диагенетический) и б) океанский.

Как видно из карты абсолютных масс Fe (рис. 62), максимальные его концентрации приурочены к прибрежным районам. В экваториальной зоне образуются широкие полосы повышенных масс, связанные с поставкой с суши значительного количества пелитоморфного Fe, что прослеживается в Атлантическом и Индийском океанах. Несмотря на высокие процентные содержания близ срединных активных хребтов, больших значений абсолютных масс не отмечается, что связано с малыми скоростями седиментации. Области геосинклинального вулканизма выделяются по высоким абсолютным массам Fe, что обусловлено повышенными скоростями седиментации.

МАРГАНЕЦ

В отличие от Fe содержание MnO в исходных изверженных породах от минимальных значений в гранитах (0,05%) достигает максимума в базальтах (0,17%) и далее снова снижается в ультрабазитах (0,10%). В речной воде Mn на 98,3% мигрирует в форме взвеси, в океанской же взвешенная его часть составляет всего около 7%, т. е. происходит увеличение роли растворенной формы еще более резкое, чем для Fe.

Среднее содержание MnO в осадочных породах континентов составляет 0,11% (Ронов, Ярошевский, 1967), в пелагических осадках поверхностного слоя — 0,56% (1365 определений на бескарбонатный и бескремнистый материал), а в среднем для слоя I океанов (3369 определений, ИОАН) —1,32%, т. е. океанские осадки обогащены Mn сравнительно с континентальной осадочной толщей в 5—13 раз. С обломочными минералами связана лишь незначительная доля Mn, главная его часть приурочена к пелитовым фракциям. Как и для Fe, обычно наблюдается рост содержания оксигидратов Mn с ростом содержания пелита в осадке. Так же как и для Fe, в периферических частях океанов и в морях идет диагенетическое перераспределение Mn с образованием конкреций морского и периферического типа (в отличие от океанских конкреций). Из карты распределения Mn (рис. 63) видно:

1) прибрежные обломочные осадки, а также осадки айсберговой зоны обеднены Mn;

2) содержание Mn в общем растет от периферии к центральным частям океана, т. е. параллельно содержанию пелита в осадке;

3) в областях влияния базальтового и андезитового вулканизма среднее содержание Mn в осадках снижается почти в 2 раза по сравнению с фоновыми значениями вне областей вулканизма, что определяется низким содержанием Mn в твердых продуктах вулканизма;

4) выделяется обогащенная Mn широкая зона близ срединных активных хребтов, она тем шире, чем больше скорость расширения хребта. Отмечается смещение максимума Mn относительно максимума Fe в латеральном направлении от оси хребта. Поступление эндогенного Mn вместе с Fe имеет большое значение в центральных частях океанов (см. табл. 2 и главу IV);

5) в области экваториального пояса Тихого океана были обнаружены необычные, так называемые «мраморовидные» глубоководные осадки. В них отмечается особый вид «пятнистого» диагенеза (когда органического вещества не хватает для создания сплошной восстановленной зоны, она сосредоточена в отдельных пятнах, часто связанных с деятельностью илоедов). Локальные перемещения имеют место здесь в пределах отдельных участков осадка, обогащенных $C_{орг}$. Для распределения Mn и сопутствующих ему элементов (Co, Ni, Mo) выделяется особый «пелагический пятнистый» тип распределения.

Абсолютные массы Mn (рис. 64), как и Fe, определяются главным образом скоростями седиментации; картина во многом обратна процентным его распределениям, поскольку Mn тяготеет к центральным частям океанов с низкими скоростями седиментации.

Отношение Fe к Mn в пелагических осадках (рис. 64,*А*) характеризует «сорт» оксигидратного коллектора: Fe преимущественно в периферических частях (>10) и Mn — в центральных (<10). Это в свою очередь определяет концентрацию и набор малых элементов, соосажденных из воды. Для конкреционной формы Mn (рис. 64,*Б*) характерна обратная связь со скоростями седиментации: максимальные концентрации железо-марганцевых конкреций наблюдаются в аридных зонах Тихого и Индийского океанов.

Приведенное краткое рассмотрение геохимии элементов-гидролизатов и наиболее распространенных и показательных элементов терригенного материала дает возможность сделать несколько важных выводов.

1. Практически для всех элементов в пелагических осадках характерна сложная, полигенная картина распределения.

2. Для океанов в отличие от рек, озер и морских водоемов характерно резкое преобладание растворенных форм элементов над взвешенными. Это коренное геохимическое отличие в ряду водоемов связано с осаждением основной части взвеси, поступающей из рек, по периферии океана и в краевых морях (более 9/10 взвеси). Только для четырех элементов взвешенная их часть составляет более 20% от суммы растворенной и взвешенной (Al — 52,4%, Pb — 50, Sc — 27,2, Lu — 25%). Для всех других элементов, включая и бо́льшую часть элементов-гидролизатов, главной формой их существования в океанах является растворенная форма (Fe — 6,3%, Zr — 13, Cr — 12, Y — 10,9, Mn — 7, Ga — 5,7, V — 0,5%; во взвеси — в процентах от суммы взвесь + растворы). Этот вывод, основанный на изучении взвеси и растворенных форм элементов в океанах, противоречит распространенной точке зрения о том, что геохимия элементов в океанах определяется формами их существования в речной взвеси. По периферии океанов происходит коренная геохимическая перестройка, связанная с изъятием взвешенной части речного стока.

3. Поскольку избирательного накопления рассматриваемых элементов в океанах не происходит и состав океанской воды длительное время выдерживается практически постоянным, должны существовать механизмы перевода растворенных форм элементов, господствующих в океанах, в твердое вещество осадков. Главные механизмы трансформации форм элементов следующие: а) биологическая экстракция для построения протоплазмы или скелетных образований; б) процессы соосаждения, главным образом Fe и Mn, оксигидратами в момент образования свежих гидроокисей; в) сорбция на поверхности оксигидратов, на тонком детрите органического вещества, карбонатов или кремнезема; г) сорбция аутигенными минералами и образованиями (Fe-Mn конкреции и микроконкреции, филлипсит и гейландит, глауконит, фосфатные стяжения и конкреции, в областях развития металлоносных осадков — алюмо-кремневый гель).

4. Кроме терригенного материала, значительная, а в ряде мест и основная часть элементов поступает с геосинклинальным (риолит-андезитовым), а также с базальтовым океанским и биогенным материалом. Существенную роль играет многоэтажный процесс: а) биогенная экстракция элементов; б) распад органического вещества после гибели организма; в) образование свежих оксигидратов Fe и Mn в пелагических частях океанов, часто на поверхности дна. Органическое вещество в данном случае является концентратором и носителем Fe и Mn.

5. Донные осадки сходного гранулометрического состава могут резко различаться по содержанию различных элементов, их генезису и по соотношениям между ними в зависимости от конкретных условий. При образовании взвеси в океане, т. е. при переводе растворенных форм элементов в твердую фазу, как и биогенного материала планктона, процесс идет вне связи с дальностью переноса частиц от берега и не обязательно определяется гранулометрией осадков. Перевод в твердую фазу происходит в тех местах, где ее возникновение возможно по физико-химическим или биологическим условиям. На реальное распределение элементов огромное влияние поэтому оказывает и поступление

Р и с. 63. Распределение марганца в донных осадках морей и океанов (в % на бескарбонатный и кремнистый материал)

Содержание: *1* — менее 0,2; *2* — от 0,2 до 0,5; — от 0,5 до 1,0; *4* — от 1,0 до 3,0; *5* — от 3,0 до 5,0; *6* — более 5.0. Прочие обозначения: *7* — области переменных концентраций Mn в зоне мраморовидных илов экваториальной полосы Тихого океана (пятнистый диагенез экваториальной зоны); *8* — срединные хребты; *9* — граница восстановленных (к континентам) и окисленных осадков в Индийском и Тихом океанах.

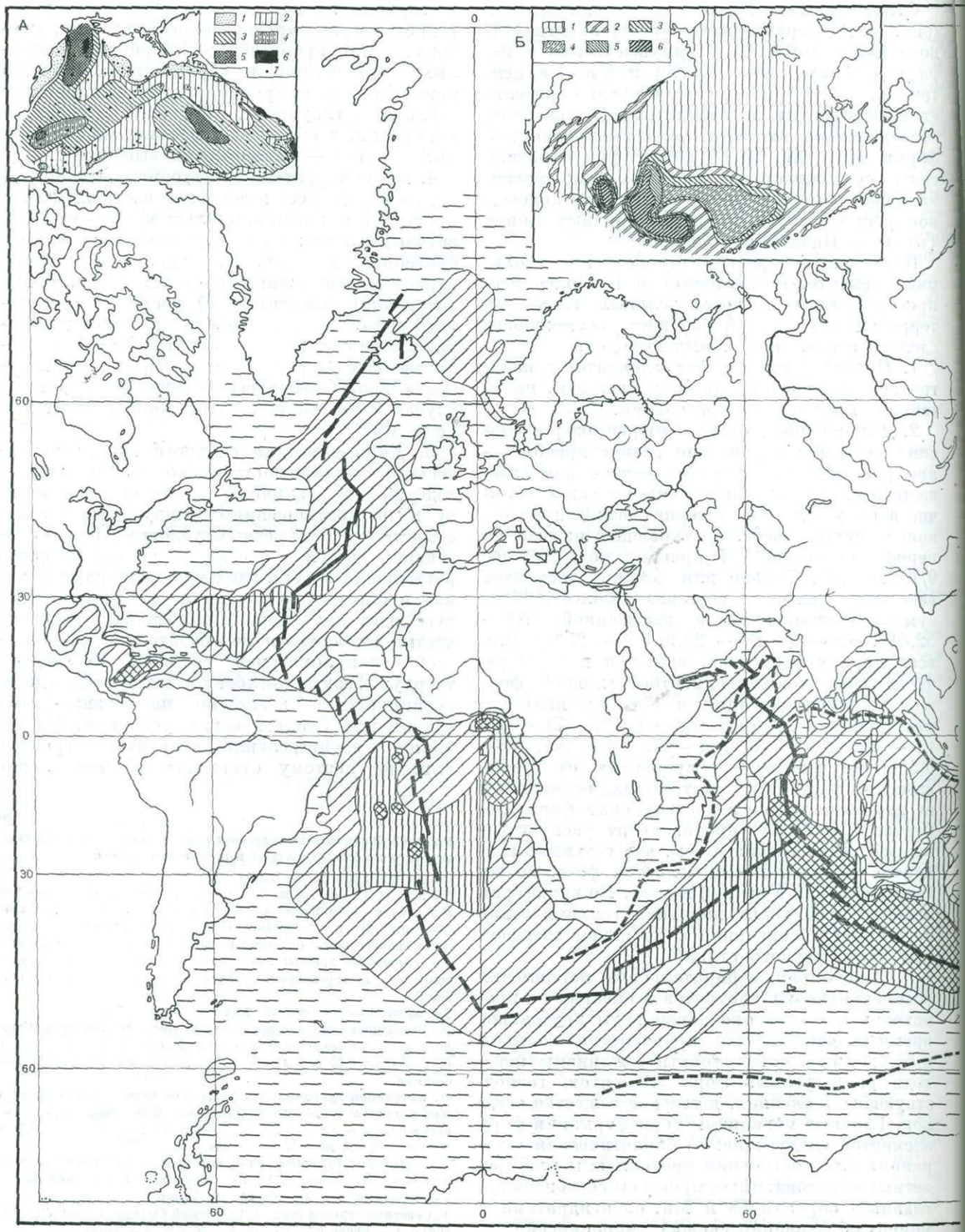
На врезках — содержание Mn:

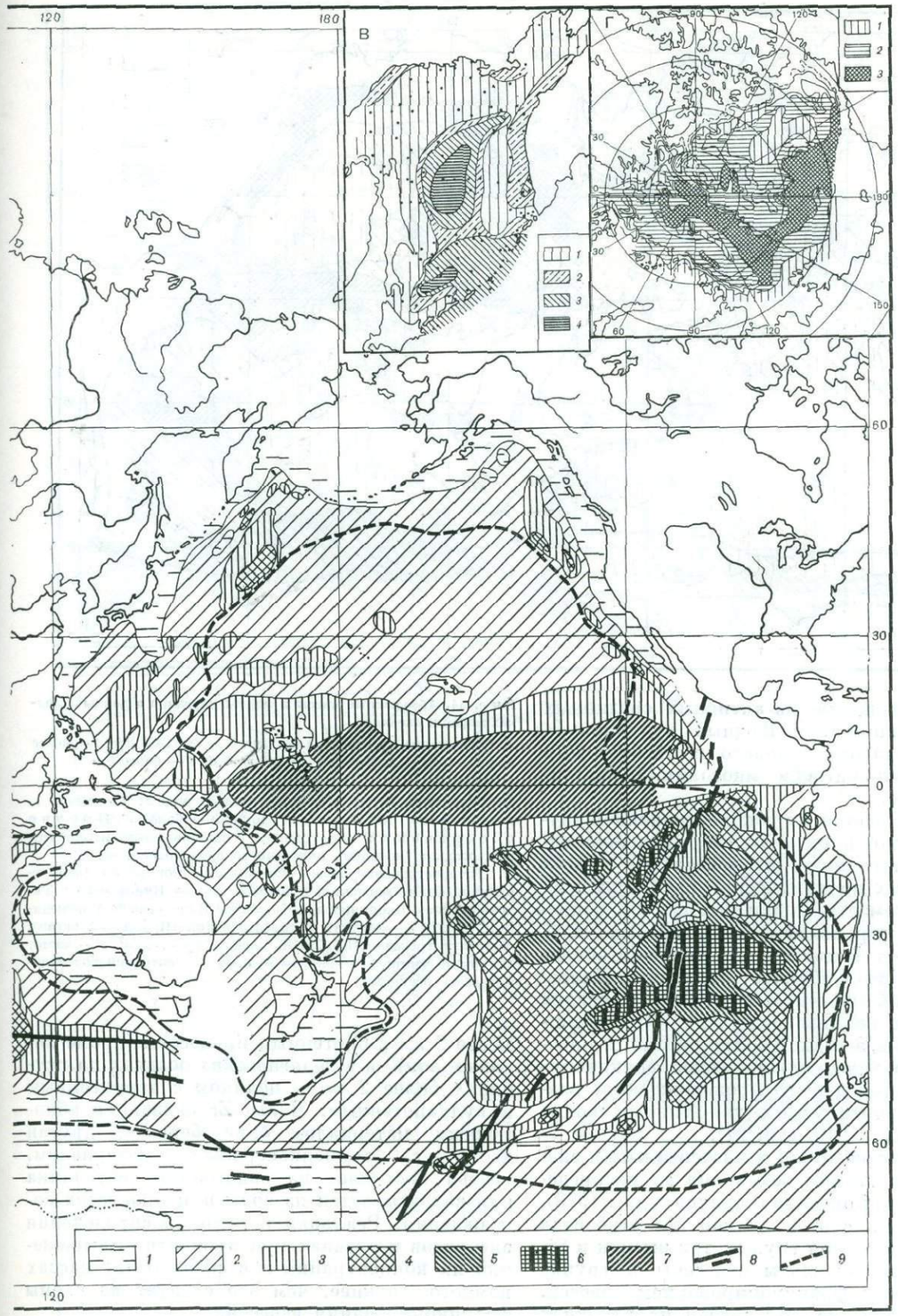
А. Умеренная гумидная зона, теплая часть. Черное море (Страхов, 1960): *1* — менее 0,05; *2* — от 0,05 до 0,075; *3* — от 0,075 по 0,09; *4* — от 0,09 до 0,1; *5* — от 0,1 до 0,2; *6* — более 0,2; *7* — станции.

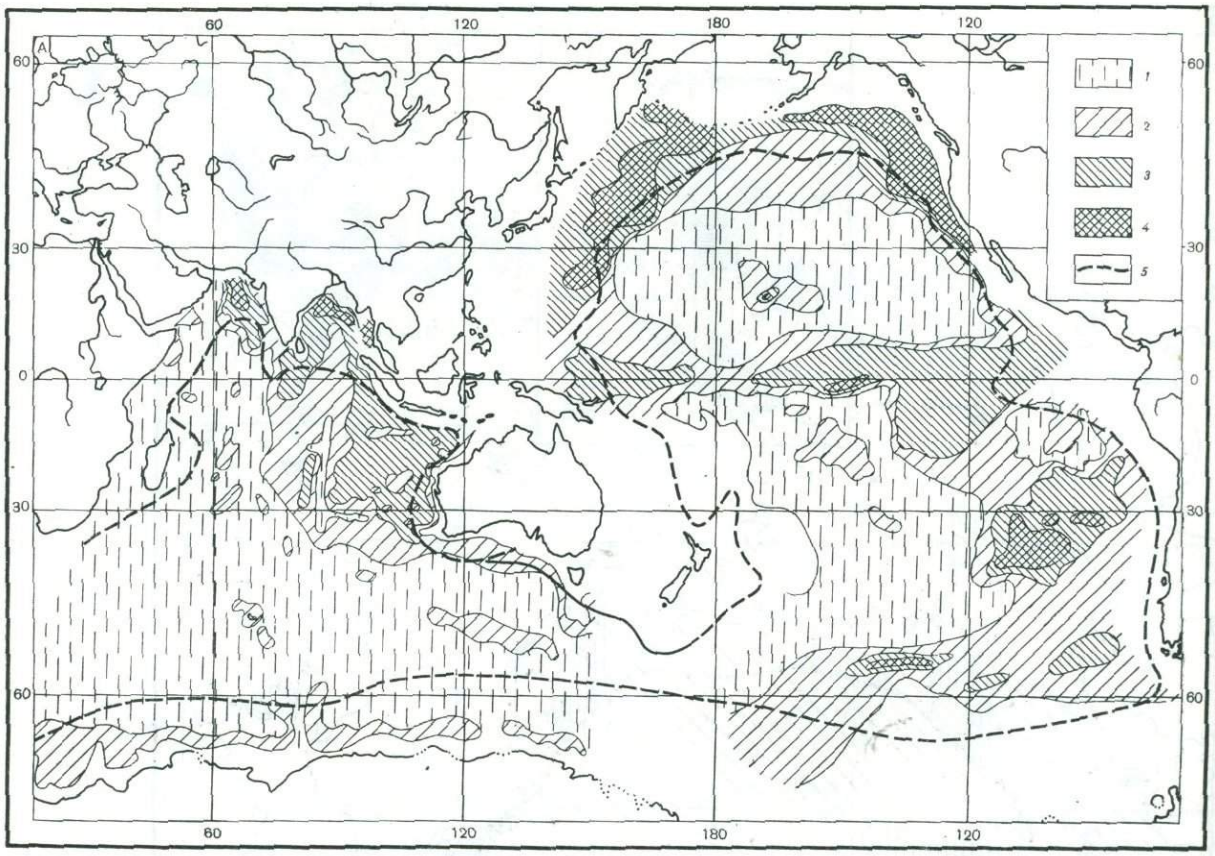
Б. Умеренная гумидная зона, холодная часть. Берингово море (без поправки на опаловый материал) (Лисицын, 1966а): *1* — менее 0,05; *2* — от 0,05 до 0,1; *3* — от 0,1 до 0,2; *4* — от 0,2 до 0,5; *5* — от 0,5 до 1,0; *6* — более 1,0.

В. Умеренная гумидная зона, холодная часть. Охотское море (Страхов, Нестерова, 1968): *1* — менее 0,05; *2* — от 0,05 до 0,1; *3* — от 0,1 до 1,0; *4* — более 1,0. Точки — станции.

Г. Северная ледовая зона. Арктический бассейн (Белов, Лапина, 1961): *1* — менее 0,2; *2* — от 0,2 до 0,5; *3* — более 0,5.


А
Б
0
60
30
0
30
60
60
0
60


120
180
В
Г
60
30
0
30
60
120



эндогенного вещества из активных срединных хребтов, разломов, подводных вулканов, а также поступление эолового и айсбергового материала, сложный и многоликий биогенный процесс.

6. Это отличается от распространенной точки зрения, что в океанах «поразительно однообразие механизма распределения самых разнообразных по химическим свойствам элементов. В этом отношении они как бы сливелированы и проявляют свою индивидуальность лишь в большем или меньшем заносе в пелагическую область океанов». Далее: «...химический облик океанического осадка определяется не непосредственно химическими процессами в водной массе океана, а опосредствованно через механическое фракционирование взвесей любого происхождения, разносимых и сортируемых движениями воды» (Страхов и др., 1973, стр. 27).

7. Не подтверждается и классификация элементов по характеру механизма их распределения в осадках океанов (Страхов и др., 1973). В соответствии с этой схемой Mg относится целиком к биогенной группе, так же как и Si, Ca; остальные элементы отнесены к группе распределяемых фракционированием взвесей. Как было показано, Mg связан на глубинах

Р и с. 64. Абсолютные массы и формы марганца в донных осадках морей и океанов

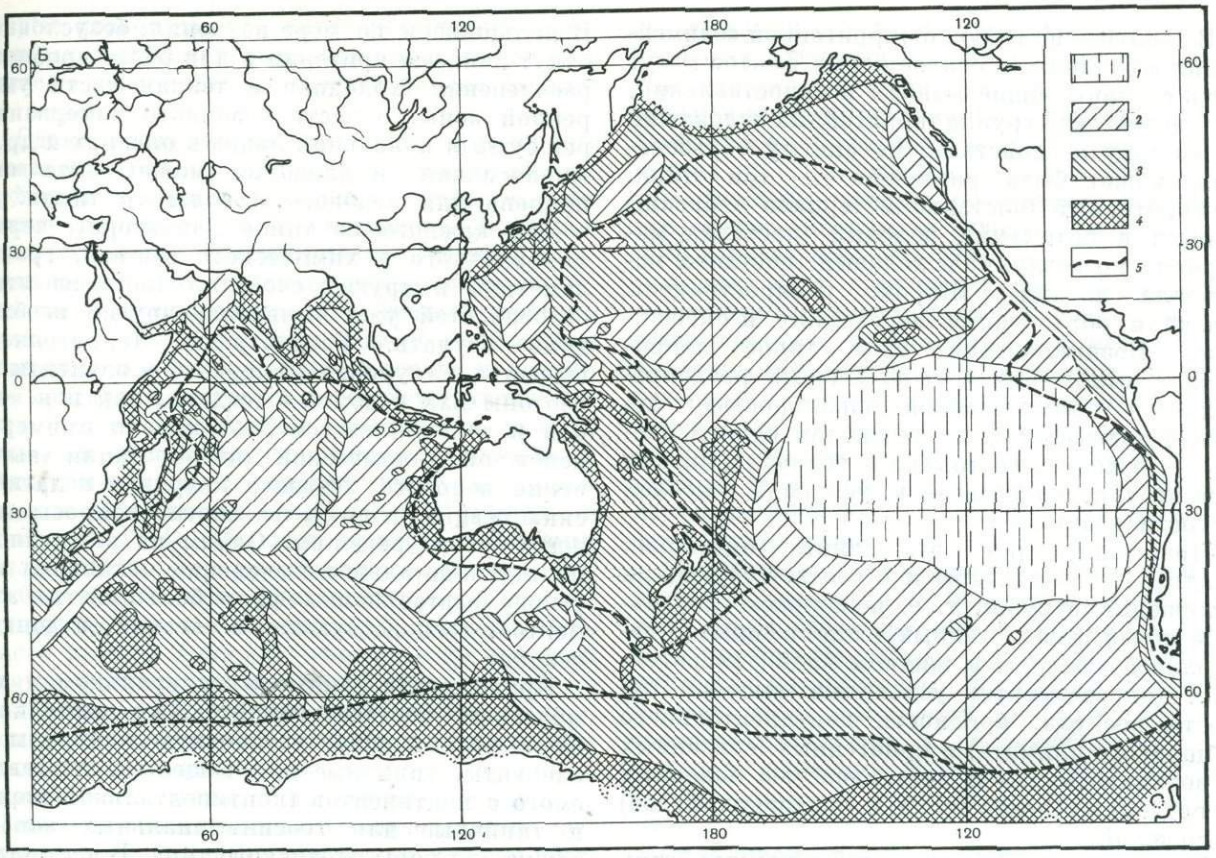
А. Содержание Mn в донных осадках в *мг/см²/1000* лет: *1*— менее 0,5; *2* — от 0,5 до 2,0: 3 — от 2,0 до 5,0; *4* — более 5,0

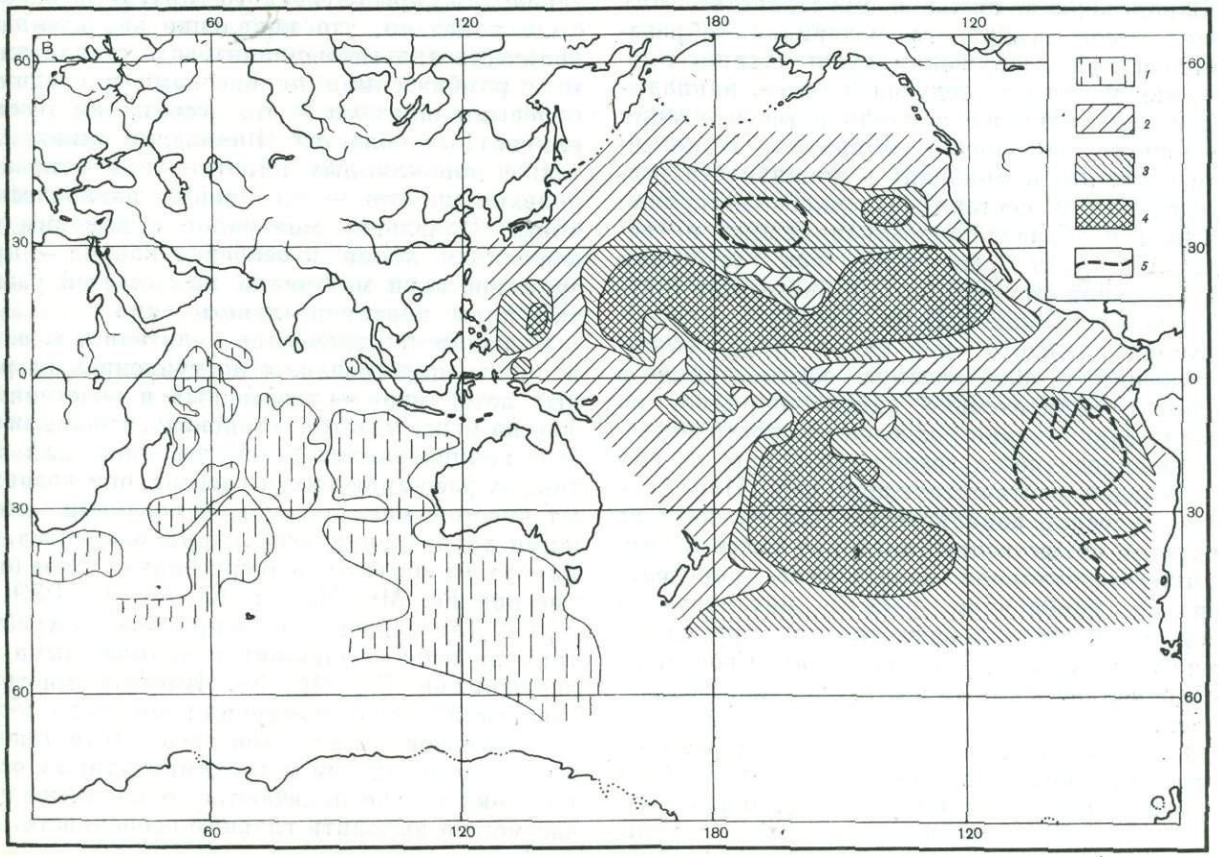
На врезках:

Б. Отношение Fe/Mn в донных осадках морей: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — более 30. Прочие обозначения: *5* — границы восстановленных и окисленных осадков (мощность окисленного слоя более 1 *м*).

В. Распространение железо-марганцевых конкреций (конкреционная форма марганца) в донных осадках Индийского и Тихого океанов (Скорнякова, 1970; Атлас Индоокеанской экспедиции, 1975); *1* — области распространения (Индийский океан); частота встречаемости (Тихий океан): *2* — редко; *3* — часто; *4* — очень часто; *5* — контуры рудных концентраций под маломощными осадками

менее 2 *км* с биогенным процессом (кроме ледовых зон), а в пелагических осадках на глубинах более 2 *км* — целиком с терригенным и вулканогенным. Часть Zr связана с обломочным материалом близ берегов, другая часть — с тонкодисперсным материалом, третья поступает из эндогенного источника или захватывается из воды при процессах соосаждения. Реальная картина распределения элементов в океанах при процентном выражении их концентраций и в абсолютных массах намного сложнее, чем это следует из схемы фракционирования взвесей.


Б
60
120
180
120
60
30
0
30
60
1
2
3
4
5


В
60
120
180
120
60
30
0
30
60
1
2
3
4
5

В заключение главы о терригенной седиментации в океанах на основе новых фактов могут быть сделаны общие выводы и сопоставления.

Генетическая группа терригенных отложений по составу и свойствам, механизму образования может быть разделена на три типа: флювиогенный (поставка материала в океаны реками и потоками), эоловый (поставка материала по воздуху) и ледовый (поставка материала льдами). Широко распространены также и образования переходные и смешанные. Возникновение трех типов терригенных отложений в свою очередь предопределяется климатической зональностью: ледовый возникает при оледенении суши и океана, что возможно только в условиях низких температур, эоловый — в условиях высокой сухости воздуха.

Пространственно эти типы океанских осадков тесно связаны и с соответствующими отложениями суши, т. е. возникают глобальные пояса флювиогенных (сопряженных с деятельностью воды в жидком виде), ксерогенных (определяемых условиями высокой сухости воздуха, аридности континентального и морского климата) и криогенных (связанных с возникновением и деятельностью наземных и подземных льдов суши и океанских льдов) отложений.

Закономерная смена в пространстве этих трех типов осадочного материала, образованного при разрушении суши (терригенного), как увидим в следующей главе, накладывается на такие же закономерные сочетания осадочного биогенного материала. В конечном счете это и приводит к зональности распределения и состава осадочного материала на дне: к образованию закономерных и специфичных для различных зон сочетаний минеральной (терригенной) и биогенных (карбонатной и кремнистой) их частей.

Вклад каждого из типов терригенных отложений в пелагическую седиментацию в целом приблизительно одного порядка, но осадки закономерно разделены в пространстве, чем и определяется господство одного из них в пределах соответствующих зон. Наряду с климатической зональностью для каждого из подтипов существенное значение имеет и циркумконтинентальная зональность, определяющаяся изменением работы механизма и свойств осадочного вещества по мере удаления от источника (континентов). Своеобразно проявляется также и вертикальная зональность.

В пределах наиболее распространенного типа флювиогенных осадков могут быть уверенно выделены классы экваториальных, а также умеренных флювиогенных осадков. В дальнейшем по мере изучения, безусловно, будут найдены критерии и для более дробного расчленения (холодная и теплая части умеренной зоны, области сезонного замерзания рек суши и появления льдов в океанах и др.). Аналогичная детализация может быть выполнена для ледового и эолового типов.

Для каждого из типов характерны черты минерального и химического состава, гранулометрии и других свойств. Часть из этих особенностей уже выявлена, другие необходимо изучать. Рассмотрение терригенного вещества на уровне минералы — элементы — изотопы как в донных осадках, так и в водной и эоловой взвеси дает немало примеров надежной генетической интерпретации (выяснение эолового генезиса кварца в пелагических осадках и др.), но многие вопросы еще ждут своего решения. Одним из важнейших является детальное выяснение механизма перевода растворенных форм большинства элементов, господствующих в океанах, в донные осадки.

Приведенные данные о минеральном и химическом составе терригенного материала дают возможность установить минералы и элементы, типичные для вещества, поставляемого с континентов (континентальной коры), и типичные для геосинклинальных зон, а также для коры океанского типа. В частности, было показано, что появление значительных количеств андезитово-дацитового стекла вместе с ромбическими пироксенами и средними полевыми шпатами — это ассоциация геосинклинальных областей. Появление оливина, а также моноклинных пироксенов и основных полевых шпатов — ассоциация океанической коры. Появление минералов с высоким содержанием калия и особенно кварца — признак поставки материала из областей развития коры континентального типа.

Большинство элементов полигенно, т. е. их концентрация связана с поступлением из разных источников — экзогенных и эндогенных. Тем не менее удается установить, что повышенные концентрации Y, V типичны для активных расширяющихся хребтов, они возникают вместе с металлоносными осадками, имеющими характерную ассоциацию элементов, отличную от обычных пелагических осадков (обогащение Fe, Mn, Mg, Cr, Ni, Sb, As, РЗЭ, P, N, C). Для медленно расширяющихся хребтов типична своя ассоциация с повышенными содержаниями Cr, Mg, Ni. Имеются многочисленные примеры изменения изотопного состава элементов разного генезиса. Пути генетической минералогии и геохимии донных осадков пока только намечаются, однако уже сейчас можно выделить главные особенности, ко-

торые позволяют на основе комплекса характерных признаков выделить типы, подтипы и классы осадочного материала на дне океанов и морей.

Одним из коренных вопросов терригенного осадконакопления является вопрос о взаимодействии в седиментационном процессе материала терригенного и биогенного. Большинство литологов рассматривает океанскую седиментацию как процесс дифференциации вещества, поступающего в конечные водоемы стока из рек. При этом обычно совершенно игнорируется поступление эолового и ледового материала, который в соответствующих зонах океана преобладает, а также и участие биоса в осаждении терригенного материала. Как отмечалось, первичная продукция организмов зоопланктона составляет 21,5 млрд. *т* (Богоров, 1971). Главная их часть организмы-фильтраторы, которые питаются взвесью безвыборочно и при фильтрации не отделяют органическую и минеральную (терригенную) части взвеси. Тонкость очистки воды от взвеси этими фильтраторами колеблется от 0,3 до 1—5 *мкм*, т. е. главная часть пелитового терригенного материала океанской взвеси при фильтрации связывается в пищевые комки размером от нескольких десятков микрон до нескольких миллиметров. О колоссальных масштабах этого процесса говорит то, что для обеспечения суточного рациона (при обычных содержаниях $C_{орг}$ во взвеси) фильтраторы должны отделить взвесь из 50 тыс. *км*^{3} океанских вод, что почти в 500 раз больше речного стока! (Суточное потребление 6% от веса, среднее содержание органического вещества взвеси 20%.)

В пищевых цепях океанов эти комки многократно переформировываются глубинным планктоном. Микроскопическое исследование проб глубинной взвеси, а также содержимого специальных седиментационных ловушек, устанавливаемых на дне океана, показывает, что главная часть взвеси связана в такие комки. Если принять размер исходных частиц терригенной взвеси в океане 1—10 *мкм*, то при связывании в комки их размер, а следовательно, скорости осаждения, увеличиваются в тысячи раз. Следствием этого оказывается быстрая очистка поверхностных вод, где обитает главная часть планктона, от терригенной и биогенной взвеси, перевод ее в глубинные слои океана, т. е. за пределы действия поверхностных течений, которые по мнению некоторых исследователей играют главную роль в переносе терригенного вещества.

Анализ карт абсолютных масс терригенного материала показывает, что в зонах высокой продуктивности планктона имеет место и повышение масс терригенного материала, что, безусловно, связано с биофильтрацией. Нетрудно видеть, что под влиянием биоса не только определяется количественное распределение терригенного материала в пелагиали, но также и коренным образом нарушаются процессы его фракционирования.

За пределами периферии океана в пелагическом направлении простирается царство пелитов, весь более крупный материал осаждается в приконтинентальной части. Дифференциация этого пелагического пелитового материала зависит не от расстояния от берега и не от скорости осаждения, а от значительно более сложного сочетания факторов, среди которых ведущее значение имеет биос (Лисицын и др., 1966).

Сила проявления терригенного процесса в океанской седиментации меняется в различных частях океанов в зависимости прежде всего от поставки материала с суши, что определяется размерами и свойствами водосборов. В широтных поясах южного полушария в ряде мест суша отсутствует, поэтому материал, свойственный данной зоне, с суши в океан не поставляется. Проявляется ли зональность океанской седиментации в этом случае? Как вообще происходит в океане сочетание терригенного материала и биогенного при образовании конкретных донных отложений? Для решения этого вопроса необходимо рассмотрение современных данных о биогенном процессе в океанах.

Глава III

БИОГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В ОКЕАНАХ

Биогенные осадки состоят более чем на 50% из карбонатного или кремнистого материала. Важную роль играет также и органическое вещество, продуцируемое биосом, однако пелагические осадки, в которых содержание $C_{орг}$ превышало бы несколько процентов, очень редки и органическое вещество нигде (кроме областей апвеллингов) не играет осадкообразующей роли. В основном оно является носителем свободной энергии и служит источником энергии процессов диагенеза.

Роль биогенного процесса в седиментации океанов сводится не только к связыванию растворенных солей речного стока в плазму, труднорастворимые панцири и раковины, но и к поставке источников энергии. Исследования взвеси показывают, что колоссальное значение имеет и биологический транспорт веществ в океане. В этом отношении организмы можно сравнивать с речными водами, которые несут в океан осадочный материал с суши, но сами не фиксируются в веществе откладывающихся на дне осадков. Несколько особенностей отличают карбонатный и кремнистый материал донных осадков, связанный с биогенным процессом, от рассмотренного выше терригенного.

1. Образование биогенного материала целиком обеспечивается растворенными солями, поступающими с суши.

2. Реализация этих солей в виде протоплазмы и тканей, а также скелетных образований идет не близ мест их поступления в океаны, а там, где среда обеспечивает условия развития жизни.

3. Для пелагической седиментации главное значение имеют организмы планктона, обитающие в верхней толще вод — слое фотосинтеза, куда проникают солнечные лучи; биомасса бентических организмов в океанской абиссали ничтожна. На шельфе главное значение имеют бентические организмы, к которым в ряде мест (области апвеллингов) добавляется еще и планктон.

4. Места развития фитопланктона определяются сочетанием ряда факторов. Распределение света на Земле лимитирует образование планктона в ледовых зонах (полярная ночь и сумерки), в других зонах оно ограничено подачей питательных веществ, необходимых для развития растений фитопланктона. Эти вещества те же, что и для наземных растений: азот, фосфор, микроэлементы (содержания K повсеместно достаточны). Основным механизмом, определяющим распределение фитопланктона (и тесно связанного с ним зоопланктона), является поэтому механизм подачи солей в слой фотосинтеза. Непрерывная подача солей необходима потому, что растения быстро потребляют их в поверхностном слое и нужно постоянное пополнение убыли солей за счет глубинных вод. Эти процессы в последнее время изучены и с количественной стороны, что открывает возможность для более надежного решения обратной задачи — по распределению остатков организмов на дне восстанавливать условия среды. На основе определения первичной продукции фитопланктона по C^{14}, а также распределения клеток фитопланктона удается выделить главные продуктивные зоны океанов и морей. Таких зон (поясов) три, пространственно они тесно связаны с климатом и совпадают по своему положению с гумидными зонами и зонами лесов и степей суши. В аридных и ледовых зонах продукция ничтожна — это океанские пустыни. В ледовых зонах низкие значения продукции определяются нехваткой света и ледовым покровом, в аридных — возникновением вследствие сильного испарения слоя галоклина, которым глубинные, богатые биогенами воды отсекаются от слоя фотосинтеза. Поскольку основная часть первичной продукции в Мировом океане (более 70%) связана с диатомовыми водорослями, имеющими кремневые панцири, картина распределения первичной продукции близка к картине продуцирования связанного в панцири кремнезема на поверхности океана (Лисицын, 1964, 1966а).

5. Большая часть карбонатных планктонных организмов (фораминиферы) относится к зоопланктону, который существует за счет фитопланктона и количественное распределение которого лимитируется и предопределяется фитопланктоном. Поэтому размещение зоопланктона в общем совпадает с размещением необходимых для него океанских пастбищ — распределением фитопланктона. Продукция зоопланктона приблизительно на порядок меньше, чем фитопланктона. Гетеротрофные организмы (кокколитофориды) занимают промежуточное положение между двумя основными группами, но и для них четко определено тяготение к зонам высокой продукции. Отсюда и области максимального продуцирования $CaCO_3$ должны совпадать с тремя поясами высокой первичной продукции.

6. Главная область продуцирования биогенных веществ ($CaCO_3$, $SiO_{2\ аморфн}$, $C_{орг}$) отделена от области его захоронения на дне водной толщей в 4—6 *км*, а в ряде случаев и более. Скелетные образования и протоплазма — вещества, нестойкие в океанской воде. По мере опускания на дно происходит их частичное, а иногда и полное растворение и распад с возвратом основной части в биогенный цикл, и только сравнительно небольшая часть изымается ежегодно из круговорота в донные осадки. Биогенный механизм поставки вещества в осадки в отличие от терригенного имеет значительный «холостой» ход.

7. Как известно, солевой состав океанской воды длительное время сохраняется неизменным. Это возможно лишь в том случае, когда поступление веществ в океан из рек и других источников динамически уравновешивается их удалением из океана (главным образом при накоплении осадков).

В настоящее время достаточно изучена поставка в океаны материала реками, но пока нет количественных характеристик поступления эндогенного материала из срединных хребтов, что необходимо иметь в виду при анализе балансных подсчетов.

8. Полученные данные позволяют провести балансные подсчеты. В соответствии с поставкой реками с суши, годовое осаждение $CaCO_3$ в океане должно составлять 1361 млн. *т*, а $SiO_{2\ аморфн}$ в 3 раза меньше — 452 млн. *т*[1]. Всего на долю основных биогенных осадкообразующих компонентов приходится 1813 млн. *т* — это годовой лимит биогенной седиментации. Если разделить приведенные цифры поставки $CaCO_3$ и $SiO_{2\ аморфн}$ на общую площадь Мирового океана (361 млн. *км*^{2}), то можно получить средние для планеты скорости карбонато- и кремненакопления. Средняя скорость карбонатонакопления равняется 0,37 *г/см*^{2} /1000 лет (С). Ревелл, Фейрбридж и Аррениус (Revell, Fairbridge, 1957; Arrhenius, 1959, 1963) дают величину 0,66 С, Олауссон (Olausson, 1967) приводит значение 0,34 С (0,9 С для областей развития карбонатных осадков). Для высокопродуктивных районов Атлантического и Тихого океанов приводятся значения до 2—4 С (Li, 1969; Biscaye, 1972), для Атлантического океана в целом — 1,3 С (Turekian, 1965).

Средняя скорость кремненакопления в океане по балансным подсчетам составляет 0,12 С. Скорость биогенной (суммарно карбонатной и кремнистой) седиментации в Мировом океане равна, таким образом, в среднем 0,49 С. Если принять условно, что весь материал речного стока осаждается на дне соответствующих океанов (без существенного обмена), то темпы карбонатонакопления для океанов окажутся очень различными.

Для северной части Атлантического океана с максимальным речным стоком они наибольшие — около 3 С, для южной части Атлантики они должны снижаться в 5 раз — до 0,6 С. Для Индийского океана эти значения составляют 0,34 и для Тихого — 0,26. Далеко не весь карбонатный материал может осесть в пределах одного океана, тем более части океана, поскольку распространение сверхкритических глубин препятствует этому, и $CaCO_3$ постепенно уносится водами в другие, более благоприятные для карбонатонакопления районы. Приведенные цифры показывают потенциальные возможности биогенной седиментации.

КАРБОНАТНАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ

Карбонат кальция — самый важный из биогенных осадкообразующих компонентов. На долю карбонатных осадков (более 30% $CaCO_3$) приходится, по определениям разных авторов, от 48 до 55% общей площади современных донных отложений Мирового океана. Для Тихого океана — 35,12%, Индийского — 54,3%, Атлантического — 53,2% (Безруков и др., 1961; Емельянов и др., 1971)[2]. Колоссальна роль карбонатов и в сложении древних осадочных толщ.

---

[1] По другим данным, поставка реками $CaCO_3$—1220 млн. *т*, $SiO_{2\ аморфн}$ —430 млн. *т* (Livingstone, 1963).

[2] По более старым данным, Тихий океан —36,2%, Индийский —54, Атлантический —67% (Sverdrup a. o., 1942).

Среди осадочных пород континентов на долю карбонатных приходится, по подсчетам А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского (1967), около 18% от всех осадочных пород. Несмотря на столь большое значение, основные проблемы, связанные с накоплением, зональностью, химией и минералогией карбонатных осадков, до настоящего времени решены не полностью. В этом убеждает, в частности, то, что в хорошо изученном Черном море, где доказывалось хемогенное накопление тонкодисперсного карбоната — дрюита (Страхов, 1947; Страхов и др., 1954), недавно было установлено широкое развитие кокколитовых осадков (Бакри и др., 1970). Было показано, что хемогенная седиментация $CaCO_3$, вклад которой для Черного моря ранее определялся более чем в 50%, здесь почти не имеет места (Тримонис, 1973). До сих пор почти нет исследований по абсолютным массам $CaCO_3$ и генетическим типам, по минералогии и химизму $CaCO_3$, что приводит к ошибочным заключениям о единообразии карбонатонакопления на огромных пространствах океанского дна, от Арктики до Антарктики.

По своей химической природе морская вода резко отлична от речной: в морской воде соотношение между главными катионами $Na > Mg > Ca$, в речной — $Ca > Na > Mg$. Между основными анионами морской воды соотношение $Cl > SO_4 > CO_3$, для речной — $CO_3 > SO_4 > Cl$. Чтобы попавшая в океан речная вода превратилась в морскую, необходим мощный механизм экстракции из речной воды Ca и CO_3 и в меньшей мере Mg и SO_4. Главная часть работы этого механизма связана с осаждением карбонатного материала.

Целым рядом исследований были установлены основные черты процесса современного карбонатообразования.

1. В океанах и морях теплые воды насыщены, а местами и пересыщены $CaCO_3$, поэтому имеются основания ожидать хемогенного его осаждения. Холодные воды недосыщены $CaCO_3$, здесь хемогенное осаждение исключается. Воды океанов повсеместно недосыщены $MgCO_3$.

2. Хемогенное осаждение карбоната кальция зависит от основных факторов, определяющих его растворимость (температура, соленость вод, содержание углекислоты и др.).

3. Несмотря на высокое содержание карбоната кальция в океанах, его хемогенного осаждения нигде не происходит, за исключением отдельных мелководий. Основным механизмом современного карбонатонакопления является биогенный. Исключение — район Багамской отмели в Атлантическом океане, а также некоторые другие районы аридных зон океанов, где отмечается накопление тонких арагонитовых кристаллов. И здесь процесс скорее можно назвать химико-биологическим, так как важнейшую роль, по мнению многих исследователей, играет связывание углекислоты известковыми водорослями (фотосинтез), что влечет за собой снижение растворимости карбонатов и выпадение их в виде кристаллов арагонита.

4. В прибрежных частях морей и океанов, а также на шельфах основное значение для накопления $CaCO_3$ имеют бентические организмы — моллюски, мшанки, фораминиферы, коралловые биоценозы и др. Те же организмы господствуют на шельфах океанских островов. В пелагических частях океанов главная роль в накоплении $CaCO_3$, безусловно, переходит к планктонным организмам. Среди них доминируют фораминиферы, которым уступают кокколитофориды; в качестве примесей встречаются птероподы.

5. Углекислотная система океанов находится в равновесии с атмосферой и литосферой. Между океаном и атмосферой идет постоянный обмен, при этом в одних зонах происходит захват углекислоты водами океанов, в других воды отдают углекислоту в воздух (углекислотное дыхание океана). Построены первые численные модели (Machta, 1972; Pytkowicz, 1963, 1973) углекислотного обмена, которые позволяют правильнее подойти и к решению задачи карбонатонакопления (с карбонатным веществом изымается из баланса часть углекислоты, а при возникновении избытка ее может начаться растворение карбонатов).

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ $CaCO_3$ ВО ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ

КАРБОНАТ КАЛЬЦИЯ ВО ВЗВЕСИ

Поверхностные воды

При рассмотрении данных о содержании $CaCO_3$ в поверхностных водах следует иметь в виду, что цифры, приводимые по этому компоненту, характеризуют накопление его планктонными организмами лишь частично. Планктонные фораминиферы, являющиеся основным поставщиком $CaCO_3$ в донные осадки, обитают не близ поверхности, а преимущественно на глубинах 50—200 *м* (Беляева, 1969). В тропической зоне поверхностные воды обычно до глубины 10—20 *м* обеднены планктоном в связи с ингибирующим действием света. Многие виды обитают на глубинах 50—150 *м* и более. Этим и объясняется то, что во взвеси никогда не отмечается такого изобилия форминифер, которое наблюдается в карбонатных донных осадках. Изучение планктонных форминифер, представляющих собой довольно крупные организмы, может проводиться в планктонных ловах на разных глубинах океана, что было

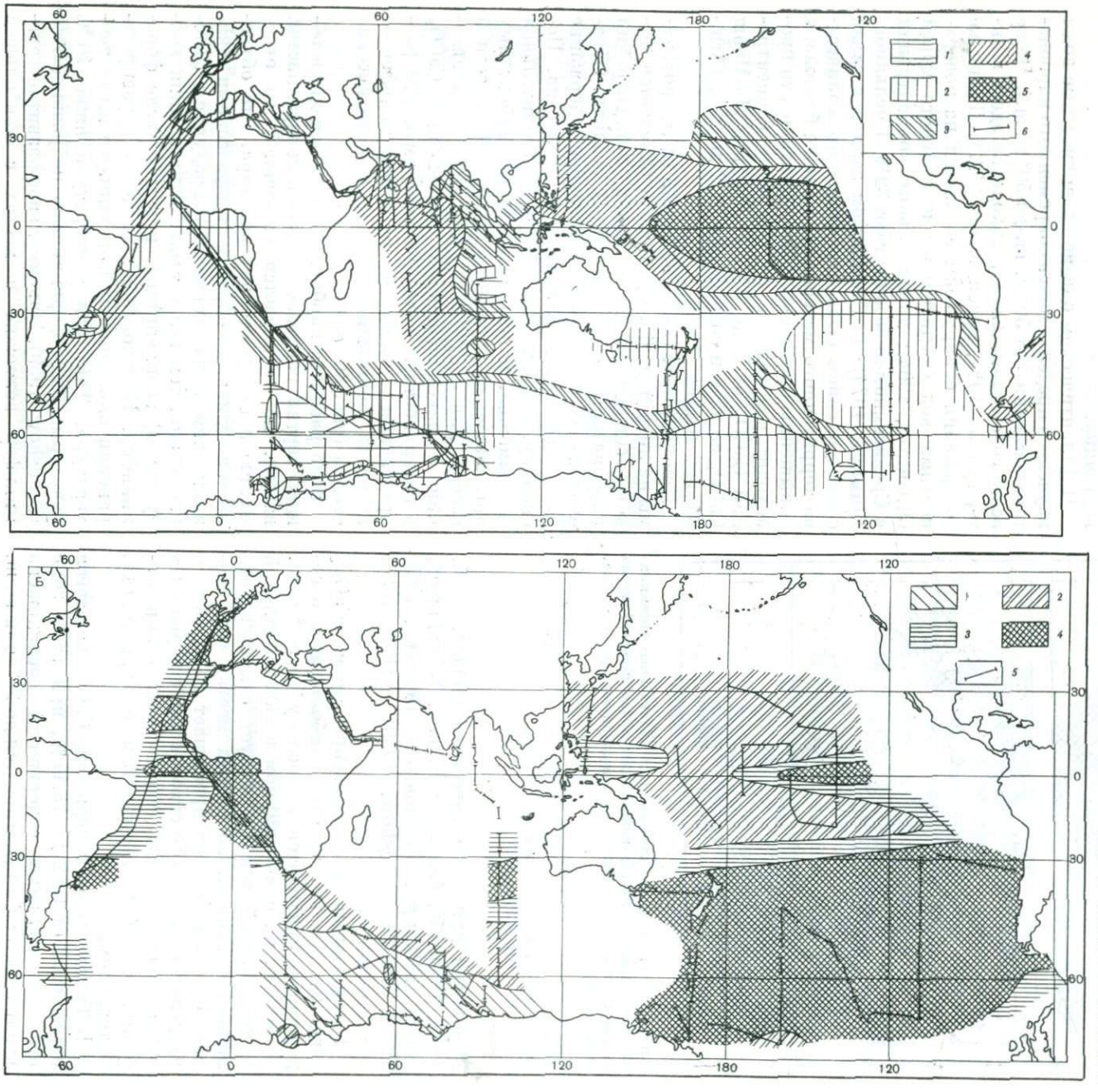


Рис. 65. Схема распределения $CaCO_3$ во взвеси с поверхности Мирового океана (слой 0—5 *м*)

А — содержание в % на сухое вещество взвеси: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — от 3 до 5; *4* — от 5 до 10; *5* — более 10. Прочие обозначения: *6* — участки отбора проб. *Б* — содержание в *мкг/л*: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — более 10. Прочие обозначения: *5* — участки отбора проб

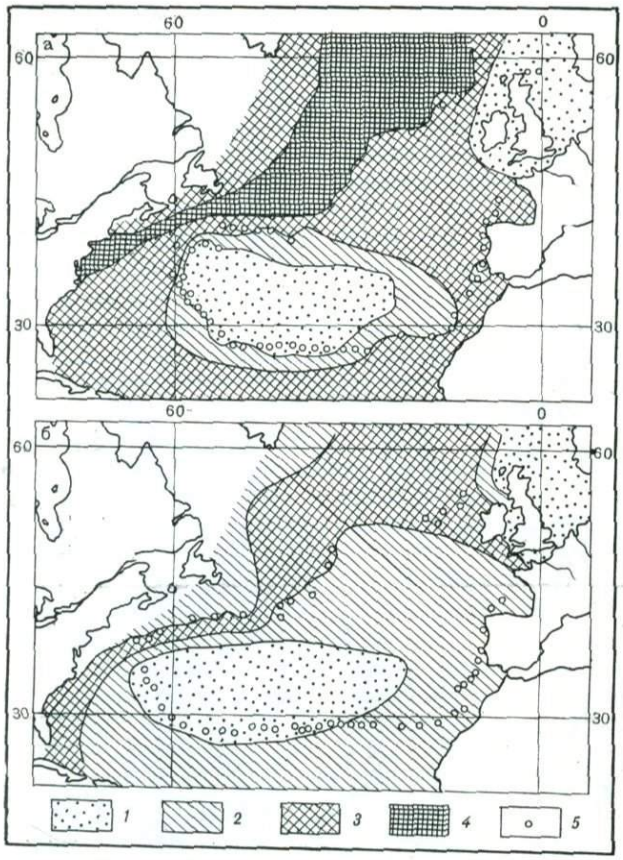


Рис. 66. Количественное распределение планктонных фораминифер в поверхностных и глубинных водах Атлантического океана (летом 1962 г.); поверхностный (*а*) и глубинные (*б*) ловы (Be, Hamlin, 1962)

Количество раковин в 1000 $м^3$ воды: *1* — от 1 до 1000; *2* — от 1000 до 10 000; *3* — от 10 000 до 100 000; *4* — более 100 000. Прочие обозначения: *5* — станции

выполнено для Атлантического (Schott, 1935, 1952, 1959; Be, 1959a, b; Бараш, 1974; Бараш, Блюм, 1975, и др.), Индийского (Беляева, 1963, 1964), Тихого (Bradshow, 1959; Parker, 1955, 1971) океанов.

Рассматривая карты распределения $CaCO_3$ (рис. 65, *А*), видим, что наибольшие его содержания приходятся на полосу от 50° с. ш. до 50° ю. ш. с максимумом в экваториальной и тропической зонах. Следует отметить, что лишь в сравнительно редких местах содержание $CaCO_3$ во взвеси превышает 10%, чаще в пределах 1—10%. Это связано как с первичным распределением $CaCO_3$, так и с процессами разбавления $CaCO_3$ кремнистым и терригенным материалом.

В Тихом океане содержание $CaCO_3$ во взвеси изменяется от 0,22 до 13,17%, при этом зона его максимальных содержаний расположена вдоль экватора и простирается до 20° с. и ю. ш. Эта зона не пересекает океан, а протягивается только до 160° в. д., далее сменяясь областью с содержанием $CaCO_3$ от 5 до 10%. К югу от 30° ю. ш. содержание $CaCO_3$ во взвеси заметно снижается: в антарктических водах обычно менее 1%.

В Индийском океане четко выделяется южная его часть, где содержание $CaCO_3$ меньше 1%, и северная, где оно обычно находится в пределах 5—10%, а местами даже и более 10%. Граница между этими частями проходит (как и в Тихом океане) приблизительно по антарктической конвергенции.

В Атлантическом океане поверхностные воды изучены в пределах пояса современного карбонатонакопления (от 50° с. ш. до 50° ю. ш.). Чаще всего содержание $CaCO_3$ находится здесь в интервале 5—10%, максимально 14,3%. Такие же содержания обнаружены во взвеси из поверхностных вод Средиземного и Красного морей (Лисицын, 1964); максимальные концентрации в Средиземном море достигают 32% (Емельянов, Шимкус, 1974). В Гвинейском заливе в связи с поступлением сюда значительного количества терригенного материала, а также благодаря повышению биологической продуктивности происходит разбавление и снижение концентраций $CaCO_3$ от 1 до 3%. В проливе Ла-Манш $CaCO_3$ во взвеси содержится от 2 до 29% (Armstrong, Atkins, 1950).

При пересчете $CaCO_3$ во взвеси на микрограммы на литр (рис. 65, *Б*) также не отмечается четкого совпадения наибольших концентраций карбонатов во взвеси и донных осадках. Обращает на себя внимание повышенное содержание $CaCO_3$ во взвеси Атлантического океана. Поскольку, как мы уже говорили, значительная (а возможно, и основная) часть карбонатных организмов не попадает в пробы поверхностной взвеси, для получения надежных представлений о закономерностях размещения $CaCO_3$ в поверхностных водах рассмотрим карты распределения планктонных фораминифер — главного поставщика $CaCO_3$ в пелагические осадки (рис. 66, *а*, *б*).

Зона расцвета карбонатного планктона в общих чертах совпадает с поясами кремнистой взвеси, но оказывается смещенной по отношению к ним в сторону экватора. Это объясняется главным образом трофическими связями (чем выше первичная продукция фитопланктона, тем выше также и продукция консументов) зоопланктона, и в том числе фораминифер. Немаловажное значение в распространении планктонных фораминифер имеет температура. Так, при температуре ниже 10 °С некоторые виды фораминифер не развиваются (Bradshow, 1959). Максимальное развитие фораминифер возможно в местах с наибольшей

первичной продукцией. Такими местами являются три пояса высокой продукции (два — в умеренных гумидных зонах и один — в экваториальной), а также поднятия вод апвеллингов у западных берегов материков. Данные о распределении планктонных фораминифер и кокколитофорид в различных климатических зонах приводятся в табл. 24.

Таблица 24

Распределение планктонных карбонатсодержащих организмов в поверхностных водах Тихого океана

Зона	Кокколитофориды, число клеток в 1 $м^3$ (по Семиной, 1963)	Фораминиферы, *экз/м³*	
		по Бредшоу (Bradshow, 1959)	по Паркер (Parker, 1960)
Субарктическая	—	более 100	—
Зона смешения	—	1—100	—
Северная тропическая (аридная)	62 170	10—100	Менее 0,1
Экваториальная	293 340	—	0,1—1,0
Южная тропическая (аридная)	15 530	—	Менее 0,1

Наибольшие количества фораминифер, как видно, встречены в планктоне из субарктической (субантарктической) зоны; к сожалению, значения, приводимые разными авторами, резко отличаются, что связано с методикой обработки. Однако если сопоставить значения, полученные для разных зон одним и тем же методом, то оказывается, что в периферических частях гумидных зон и в экваториальной зоне количество планктонных фораминифер в 1 $м^3$ воды приблизительно в 10 раз больше, чем в водах аридных зон.

Для Индийского океана установлена следующая зональная картина распределения фораминифер в поверхностных водах:

Зона	*экз/1000 м³*
Южная умеренная гумидная (антарктическая)	Более 1000
Аридная (южная)	Менее 500
Экваториальная гумидная	Более 1000

Если количество фораминифер в поверхностных водах аридных зон принять за единицу, то в соседних с ними гумидных зонах оно возрастет в 2—10 раз, а в ледовых — сократится в несколько раз. Так, по данным приблизительных подсчетов (число Шотта), в среднем около 10 тыс. раковинок планктонных фораминифер соответствуют 1 *г* $CaCO_3$, тогда в гумидных зонах в 1000 $м^3$ воды должно содержаться 1—10 *г* $CaCO_3$, связанного фораминиферами. Если принять, что большая их часть содержится в верхнем 200-метровом слое, то объем в 1000 $м^3$ соответствует столбу воды с основанием 5 $м^2$. Если весь $CaCO_3$ фораминифер без потерь осядет на дно, то на 5 $м^2$ его поверхности придется 1—10 *г* $CaCO_3$. Средняя продолжительность жизни планктонных фораминифер колеблется от 4 до 10 суток (Berger, 1971), что дает годовое количество смен 36—90, в среднем 60. Это соответствует поставке в год на 5 $м^2$ дна 60—600 *г* $CaCO_3$, или 1,2—12 *г*/$см^2$/1000 лет. Как видно из карты абсолютных масс карбонатных осадков (Лисицын, 1969), для гумидных зон обычны значения 1—3, а в отдельных случаях более 3 *г*/$см^2$/1000 лет. Порядок величин, таким образом, оказывается близким.

Другие важнейшие для карбонатного материала взвеси организмы — кокколитофориды имеют очень малые размеры и тонкие скелетные образования. Кокколитофориды —это в основном тепловодные организмы, хотя они встречены и при температуре вод около 3 °С вплоть до 50° ю. ш. Как видно из табл. 24, для них также намечается сходная картина зонального распространения: если принять их количество в аридных зонах за единицу, то в соседних гумидных зонах оно возрастет в 5—10 и более раз. Это хорошо прослеживается и на меридиональном разрезе через Тихий океан (рис. 67).

Итак, химическое, рентгеновское и микроскопическое изучение взвеси из поверхностных вод океанов убедительно доказывает, что, несмотря на пересыщение $CaCO_3$ поверхностных вод (в аридных зонах в 5—7 раз), хемогенного образования кристаллов $CaCO_3$ нигде в пелагических частях океанов не происходит. Иначе карбонатный материал обязательно был бы найден на мембранных фильтрах и в пробах сепарационной взвеси. Таким образом, основной концентратор $CaCO_3$— планктонные фораминиферы, к ним присоединяются еще кокколитофориды, чисто местное значение имеют птероподы (для пелагиали).

Глубинные воды

Как указывает Дегенес (1967, стр. 100), «большинство химиков-океанографов считают, что $CaCO_3$ в море может осаждаться неорганическим путем, т. е. что любое изменение условий среды, вызывающее удаление CO_2, увеличение температуры, усиление перемешивания или аэрации воды, а также уменьшение парциального давления CO_2 в атмосфере или в окружающей газовой системе за счет действия биогенных или неорганических факторов, в общем все, что увеличивает pH среды, тем самым способствует осаждению извести». Если в поверх-

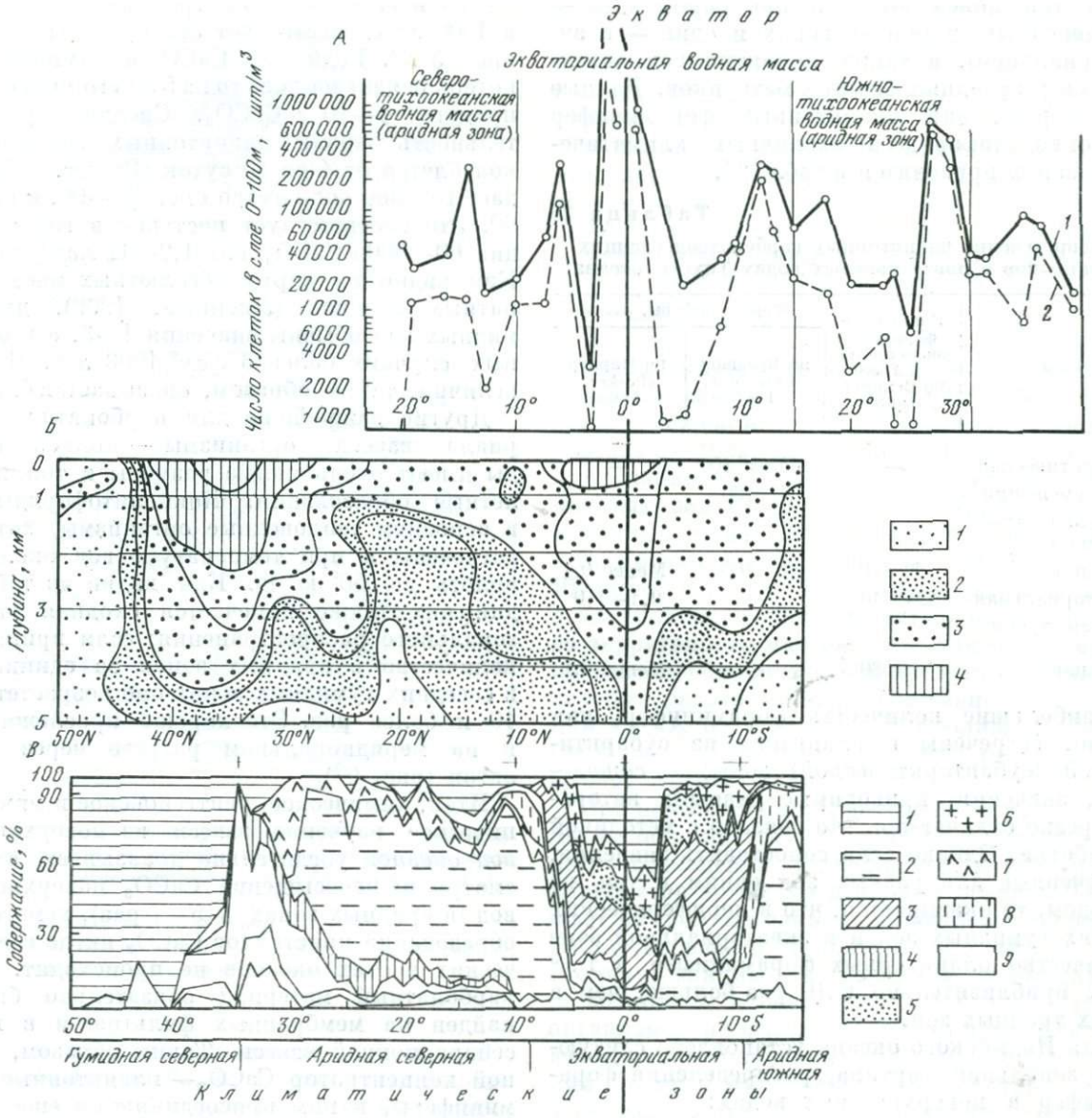


Рис. 67. Численность, количественное распределение отдельных видов и биоценозы кокколитофорид на меридиональном разрезе через Тихий океан (по данным Г. И. Семиной, Х. Окада, С. Хонъо)

А — численность кокколитин в планктоне из поверхностных вод на разрезе по 174° в. д. (Семина, 1974); *1* — общее количество клеток фитопланктона; *2* — количество кокколитин.

Б — численность кокколитин (в *шт/л* воды) в толще вод на разрезе по 155° з. д. (Honjo, 1975): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 1000; *3* — от 1000 до 10 000; *4* — от 10 000 до 100 000.

В — распределение видов и биоценозы кокколитов в планктоне из поверхностных вод на разрезе по 155° з. д. (Okada, Hanjo, 1973). Виды: *1* — Emiliania huxleyi; *2* — Umbellosphaera irregularis; *3* — Gepyrocapsa oceanica; *4* — Umbellosphaera tenuis; *5* — Cycleoccolitus leptoperus; *6* — Cyclococcolitus fragilis; *7* — Discosphaera tubifera; *8* — Umbilicosphaera sibogae; *9* — прочие виды. Положение климатических зон показано приблизительно

ностном слое вод во взвеси этого явления не отмечается, может быть, оно имеет место в глубинных водах? Однако и в этом случае анализ многочисленных проб взвеси с глубин, полученных в различных частях Мирового океана (с применением электронного и оптического микроскопа, а также рентгеновских и микрохимических методов), убедительно показывает, что нигде в пелагических частях морей и океанов хемогенного осаждения $CaCO_3$, как и в поверхностных водах, не происходит, чаще всего обнаруживаются остатки карбонатных организмов — раковинки или их обломки.

Изучая серии фильтров на вертикальных разрезах, можно проследить образование тонко-

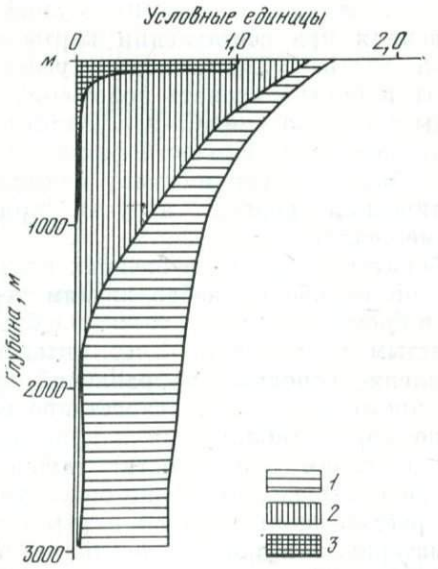


Рис. 68. Распад кокколитофорид на глубинах в океанах (Лисицын, Богданов, 1970)

1 — пелитоморфный карбонат; *2* — раздельные щитки; *3* — карбонат целых кокколитофорид

дисперсного (пелитоморфного) кальцита из этих форменных остатков. Наибольшее количество фораминифер наблюдается в слое 0—200 *м* с максимумом на глубине около 50 *м*. В интервале глубин от 200 до 2000 *м* происходит распад протоплазмы фораминифер, и глубже 2000 *м* проникают пустые раковинки с незначительным количеством стойких остатков протоплазмы (Lohman, 1902; Phleger, 1947, 1948; Be, 1960; Беляева, 1962). Имеются данные (Savin, Douglas, 1973), что некоторые виды планктонных фораминифер обитают и на больших глубинах, но это, очевидно, только на локальных участках, близ материкового склона, где глубинная взвесь богата органическим веществом. По сравнению с поверхностными водами содержание раковинок на глубинах невелико, немногим более 100 *экз*/1000 $м^3$.

Самые распространенные раковинки планктонных фораминифер имеют размер 0,05—0,26 *мм* (см. рис. 7, *В*). Скорость их осаждения (по формуле Стокса) при 5 °С составляет 0,15—2 *см/сек*, т. е. 130—1728 *м/сутки*; глубин 5 *км* они достигают через несколько суток, а мельчайшие — спустя 2 месяца.

Кокколитофориды имеют размеры от 5 до 10 *мкм*; дна океана они достигают через многие месяцы, даже годы. Кокколитофориды — гетеротрофные организмы. Отмечаются случаи обрастания ими органического детрита на глубинах, благодаря чему при опускании колонии скорости осаждения повышаются. Целые кокколитофориды в Тихом океане встречены во взвеси только на глубинах 0—200 *м*. Глубже обнаружены только фрагменты этих водорослей — кокколиты и рабдолиты, а также тонкодисперсный карбонат, содержание которого на глубинах возрастает одновременно со снижением форменных остатков (рис. 68). В отличие от фораминифер для кокколитофорид, таким образом, характерно общее снижение по вертикали, связанное с их растворением и переходом в тонкодисперсный карбонат (так же, как и диатомовый кремнезем). На дне океана осаждается только незначительная часть от исходного кокколитового материала.

Из планктонных организмов, концентрирующих $CaCO_3$, небольшую роль играют птероподы. Они обитают в максимальных количествах также в слое 0—200 *м* и имеют размеры раковинок от 0,5 до 3—4 *мм*. Столь большие размеры раковинок могут обеспечивать быстрое опускание на дно со скоростью 1 *м* за 40—70 *сек*, т. е. можно предполагать, что дна океана такие моллюски достигают через 2—3 суток (Виноградов, 1961). Фактическая скорость опускания птеропод намного ниже: на глубинах более 2000 *м* раковинки птеропод, как и фораминифер, не содержат мягких тканей.

Микрохимические исследования содержания $CaCO_3$ на мембранных фильтрах на вертикальных разрезах в Тихом океане (по данным А. Н. Богоявленского) показали, что наибольшее количество карбонатного материала приходится на деятельный слой (0-200 *м*) экваториальной и периферических частей северной и южной гумидных зон. По вертикали снижение содержания $CaCO_3$ во взвеси, по данным микрохимии, связано с растворением тонкодисперсного $CaCO_3$, и в первую очередь тончайших образований кокколитофорид.

Принципиальное значение имеет тот факт, что, несмотря на потери по вертикали, пояса карбонатонакопления, сформировавшиеся еще во взвеси на поверхности (0—200 *м*), прослеживаются и в глубинных водах океанов. Есть основания ожидать, что они будут проектироваться и на дно.

КАРБОНАТ КАЛЬЦИЯ В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Распределение $CaCO_3$ в осадках в процентном выражении

Распределение $CaCO_3$ в поверхностном слое донных осадков изучено достаточно подробно. Составлена серия карт для Тихого (Лисицын, Петелин, 1953, 1967, 1970), Атлантического (Емельянов и др., 1966), Индийского (Безруков, Лисицын, 1966; Геолого-геофизический атлас Индоокеанской экспедиции, 1975) океанов, для Антарктики в целом (Атлас Антарктики, 1966,

1969; Лисицын, 1967), а также для Берингова (Лисицын, 1961в, 1966а), Охотского (Безруков, 1960), Японского (Гершанович, 1956), Средиземного (Емельянов и др., 1976), Черного (Тримонис, 1973) и других морей. Однако общей карты распределения $CaCO_3$ в донных осадках Мирового океана в целом не было. Автором проделана работа по построению такой карты на современном уровне. Фактическим материалом для составления карты послужили анализы, выполненные в Институте океанологии АН СССР на протяжении последних 25 лет. Все анализы выполнены по методу Кнопа—Фрезениуса (точность $\pm$ 0,1—0,2%) и поэтому сопоставимы с определениями $CaCO_3$ в древних осадочных породах (Методы изучения осадочных пород, 1958). Для составления карт распределения $CaCO_3$ в Атлантическом океане использовано около 3,5 тыс. анализов, для Тихого — более 1,5 тыс., для Берингова моря — около 500, для Охотского — около 150, для Индийского океана — более 1 тыс. и т. д. В общей сложности это дает более 10 тыс. надежных определений (по единой методике), полученных из всех климатических зон и практически со всех глубин Мирового океана.

Большинство авторов, картируя $CaCO_3$ в донных осадках, при проведении изолиний использовали принцип формальной интерполяции. Особенно отчетливо это видно на картах К. Турекьяна (Turekian, 1964), Р. Ревелла (Revell, 1944), В. Шотта (Schott, 1935), где изолинии пересекают подводные поднятия и впадины, проходят вне связи с типами донных осадков. Как будет показано далее, такой формальный подход ошибочен.

Даже на начальных стадиях обобщения огромного фактического материала по количественному распределению $CaCO_3$ стало ясно, что закономерности его распределения в разных климатических зонах существенно различны, так же как различен состав и генезис карбонатного материала.

Важная особенность составленной нами карты состоит в том, что при работе над ней постоянно учитывалась природная зональность поставки и распределения карбонатного материала, его разбавления терригенным.

Еще много лет назад, начиная со знаменитой работы Дж. Меррея и А. Ренара (Murray, Renard, 1891), было известно, что распределение $CaCO_3$ ограничено глубиной. Постепенно вскрывались многие новые особенности вертикальной зональности распределения $CaCO_3$. В частности, было показано, что критическая глубина меняется по широте и через ряд косвенных связей, особенно продукцию, сопряжена с климатической зональностью (Лисицын, 1969, 1971). Конкретизация данных о вертикальной зональности в океанах, в разных природных зонах, выполненная при составлении карты автором (Lisitzin, 1971b, 1972), позволила уверенно определять и прогнозировать положение нижней границы проникновения $CaCO_3$. Таким образом, при интерпретации большого фактического материала был положен в основу не формально-статистический подход, а учет природных закономерностей.

Карбонатонакопление в океанах идет в конкурентной борьбе с разбавляющим терригенным, а в кремневых поясах также и с биогенным кремнистым материалом. Учет интенсивности и выявление основных направлений переноса терригенного материала, возрастание его влияния по мере приближения к суше (циркумконтинентальная зональность) также позволяли проводить картирование более уверенно.

При рассмотрении сводной карты карбонатного материала в донных осадках Мирового океана (рис. 69, вклейка, см. стр. 232—233) обращает внимание сложность картины его распределения. Поясов карбонатных осадков, которые были отмечены во взвеси с поверхности и глубин, в донных осадках не отмечается, хотя общее совпадение зон карбонатонакопления — более 50% $CaCO_3$ (приблизительно от 50° с. ш. до 50° ю. ш.) — во взвеси и осадках имеет место. В ряде случаев зонам карбонатной глубинной взвеси соответствуют бескарбонатные донные осадки.

Диапазон изменения концентраций $CaCO_3$ в донных осадках океанов очень велик — от 0 до 99%. В пределах небольших ареалов, главным образом на подводных горах и хребтах, а также на бровке материкового склона, отдельные пятна слабокарбонатных осадков прослеживаются вплоть до Арктики и Антарктики. Они обнаружены в ледовой зоне Антарктики близ ледовых берегов (Лисицын, 1961 г, 1963, 1969). Найдены фораминиферы и в осадках, и на подводных поднятиях Арктики под толщей дрейфующих льдов (Herman, 1974).

По классификациям, принятым для осадочных пород, породы, содержащие 30—70% $CaCO_3$ и глинистый материал, относят к мергелям, собственно карбонатные отложения содержат 70—90% и более $CaCO_3$. Из рассмотрения карты (см. рис. 69) можно видеть, что ареал распространения терригенных слабокарбонатных (10—30% $CaCO_3$), а также мергелистых (30—50 и 50—70% $CaCO_3$) отложений очень широк. Что же касается собственно карбонатов (более 70% $CaCO_3$), то они (табл. 25) составляют всего 18,4% от площади дна Атлантического океана и 42% — Индийского. Они дают полосу, лежащую к северу и югу от экватора до 45—50°. Обращает на себя внимание фрагментарность, прерывистость этой полосы: в ее пределах обнаруживаются много-

численные пятна с пониженными содержаниями карбонатов. Такие пятна отмечаются как близ берегов, где они чаще всего объясняются поставкой терригенного материала (например, в Бенгальском заливе, близ устьев Инда, Амазонки и других крупных рек), так и в пелагических частях, вдали от суши, где главное значение имеет растворение карбонатов.

Таблица 25

Площади, занимаемые карбонатными осадками на дне океанов

Содержание $CaCO_3$, %	Площадь, % от поверхности дна океана		
	Тихого	Атлантического	Индийского
10—30	2,7	16,8	12,0
30—50	8,7	17,5	11,0
50—70	28,8*	15,4	16,0
70—90	—	16,0	25,0
Более 90	—	2,4	7,0

* Более 50% без подразделений.

Дальше всего на север мергелистые осадки (более 30% $CaCO_3$) заходят в Атлантический океан (до 73,5°с. ш.). Эта граница лежит почти на 50° севернее, чем соответствующая граница в Тихом океане, что связано с влиянием Гольфстрима, а главное с особенностями распределения глубин. Осадки, содержащие более 50% $CaCO_3$, простираются в Атлантике от 70° с. ш. до 55 ° ю. ш.

Среднее содержание $CaCO_3$ в поверхностном слое пелагических осадков на основе более 3 тыс. анализов следующее (в %): Атлантический океан—39,52, Индийский—37,15, Тихий—24,61, среднее для Мирового океана—34,50. Для четвертичных отложений на основе изучения 1148 проб из колонок среднее содержание $CaCO_3$ составляет 41,13%, в кернах бурения (от поздней юры до четвертичных)—42,95%. Среднее содержание $CaCO_3$ в осадочной толще океанов (слой I) равняется 36,19%. Интересно сопоставить последнюю величину со средним значением, которое следует из балансных подсчетов для пелагических осадков. Поступление материала из рек в пелагические области составляет 4,83 млрд. *т* (1,73 млрд. *т* твердый сток рек + 1,5 млрд. *т* ледниковый сток + 1,6 млрд. *т* эоловый материал). Если сопоставить это значение с поставкой $CaCO_3$ с суши—1,36 млрд. *т*, то сумма окажется равной 6,19 млрд. *т*, а среднее содержание $CaCO_3$ в пелагических осадках составит 22%, что близко к среднему содержанию $CaCO_3$ в осадочной оболочке континентов—18%.

Содержание $CaCO_3$ в осадках в два раза выше среднего значения балансных подсчетов.

Главных закономерностей, определяющих распределение $CaCO_3$ в донных осадках, три:

1) поступление наибольших количеств карбонатного материала в пелагических частях океана идет с планктонными организмами, т. е. подчиняется закономерностям количественного распределения и видового состава этих организмов, которые в максимальных количествах встречаются только в определенных климатических зонах, сопряженных с глобальными дивергенциями;

2) содержание $CaCO_3$ в донных осадках находится в тесной связи с глубинами. На глубины больше критических карбонатные осадки не проникают, поскольку здесь идет быстрое растворение $CaCO_3$. Именно это приводит к наиболее крупным нарушениям связи $CaCO_3$ с климатической зональностью;

3) распределение процентных содержаний $CaCO_3$ в донных осадках, наряду с темпами поступления и возможностью сохранения от растворения, зависит также и от темпов поступления разбавляющего (главным образом терригенного и кремнистого) материала. Так, аморфный кремнезем (опал) в поясах кремненакопления составляет до 50%, а в ряде мест и более 70% от осадка и, таким образом, является разбавляющим материалом по отношению к $CaCO_3$. Для устранения его влияния был произведен пересчет данных по концентрациям $CaCO_3$ в осадках на бескремнистый материал—разбавляющее влияние опала было устранено. При этом установлено, что распределение $CaCO_3$, за исключением кремнистых поясов—экваториального и двух умеренных, почти не меняется. Границы высоких содержаний $CaCO_3$ несколько смещаются к полюсам, на 1/3 повышается концентрация в экваториальном поясе, в 2—3 раза—в северном и южном кремневых поясах, где содержание $CaCO_3$ ничтожно и исправленные на $SiO_{2\ аморфн}$ содержания остаются менее 10%. Намного больше отличий в распределении $CaCO_3$ при учете разбавляющего влияния терригенного материала, что удается определить при использовании метода абсолютных масс.

Распределение $CaCO_3$ в осадках в абсолютных массах

Первые определения абсолютных масс карбонатного материала были выполнены Н. М. Страховым, сначала для Черного моря (Страхов, 1947), а затем, с использованием данных К. Корренса и В. Шотта, и для экваториальной части Атлантического океана (Страхов и др., 1954). Уже первый опыт использования метода абсолютных масс показал, что представления о карбонатонакоплении, которые складывались при изучении процентных содержа-

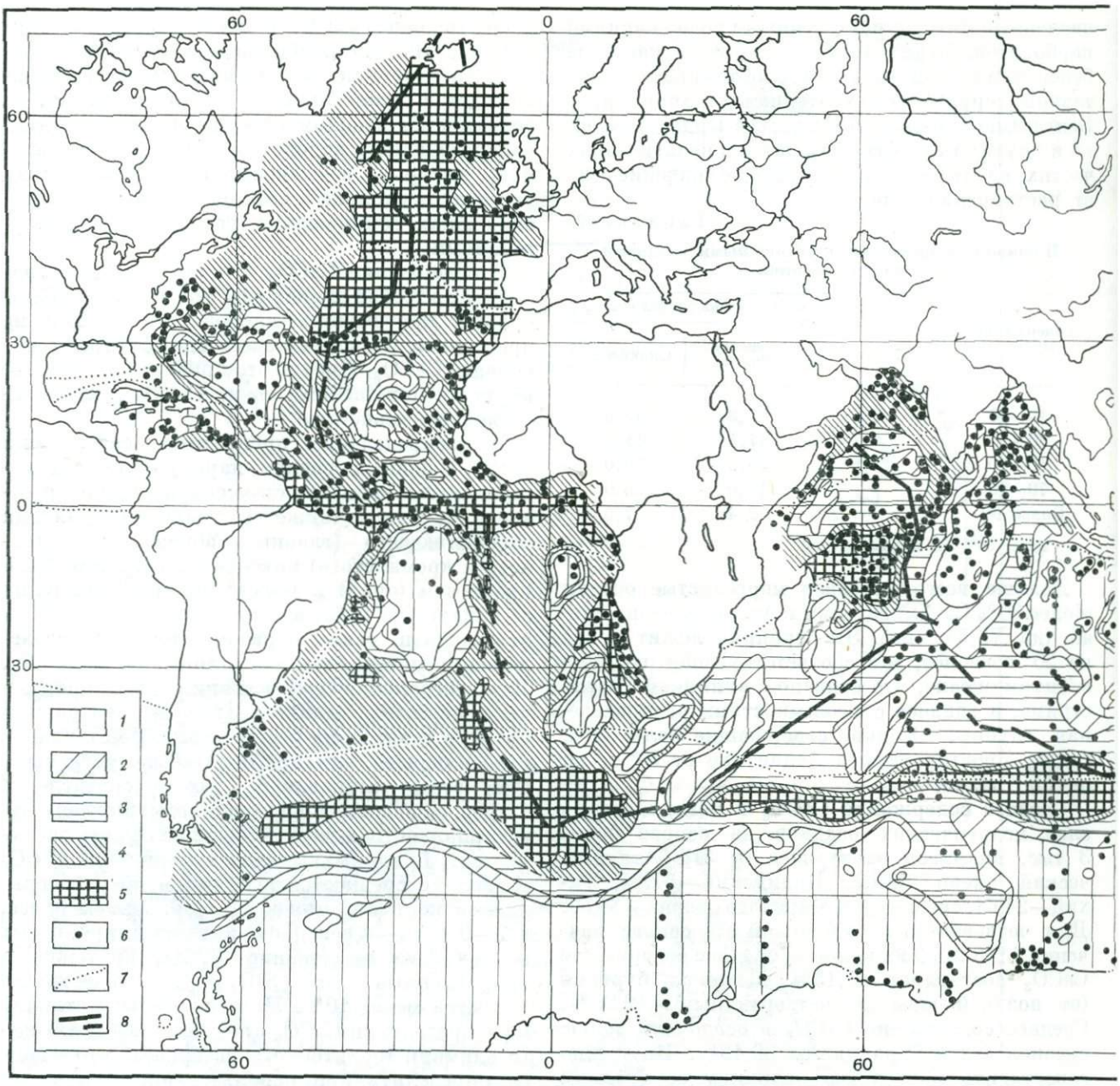
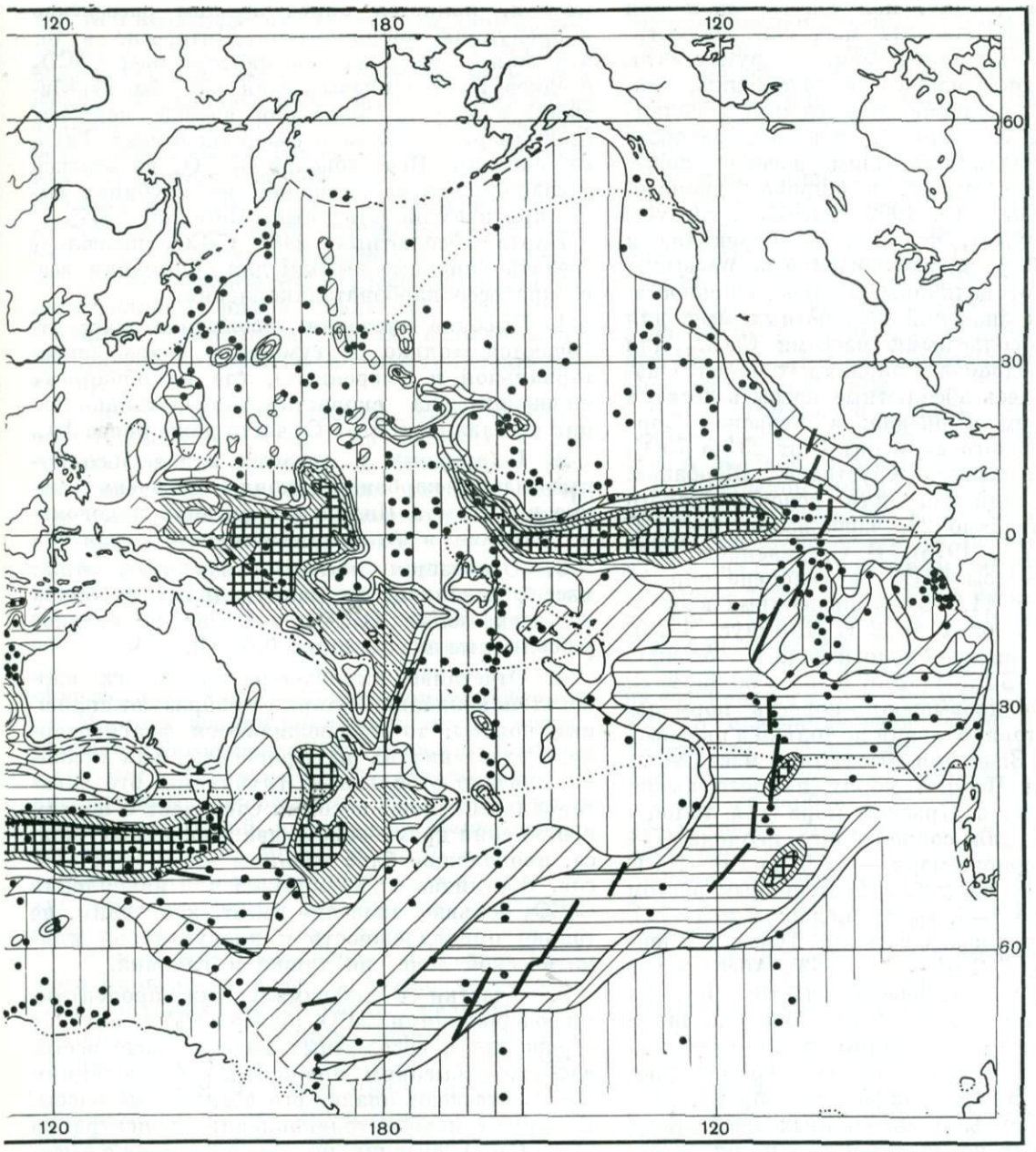


Рис. 70. Абсолютные массы $CaCO_3$ в донных осадках морей и океанов в *г/см²*/1000 лет для этапа 0—0,7 млн. лет

1 — менее 0,01; *2* — от 0,01 до 0,1; *3* — от 0,1 до 0,5; *4* — от 0,5 до 1,0; *5* — более 1,0. Прочие обозначения: *6* — станции; *7* — границы климатических зон; *8* — срединные хребты

ний $CaCO_3$, во многом являются неверными. Области максимального накопления $CaCO_3$ не совпадали с областями самых высоких процентных его содержаний. Это и естественно, так как реальный размах процесса карбонатонакопления маскируется поступлением в осадки разнообразного разбавляющего материала, главным образом терригенного и кремнистого. Для составления карты абсолютных масс $CaCO_3$ в донных осадках нами использованы данные по абсолютным массам твердой фазы осадков, а также все надежные определения $CaCO_3$ (около 3 тыс. анализов). Для районирования и проведения изолиний использованы новые карты типов осадков и рельефа дна по всем океанам. Картирование проводилось первоначально в крупном масштабе с последующим составлением генеральной карты (рис. 70).

Из рассмотрения карты следует, что значения абсолютных масс $CaCO_3$ в пелагических осадках изменяются в очень широких преде-



лах — от менее 0,01 до более 1 С. В отдельных местах, на мелководьях, абсолютные значения намного выше, но эти районы очень ограничены по площади и в масштабе карты не выделяются.

Максимальные значения абсолютных масс $CaCO_3$ для пелагических осадков отмечены в Атлантическом океане, где в гумидных зонах характерны значения 1,6—1,8 С, в отдельных *местах даже 3—5, редко более 5* С; *в южной* гумидной зоне максимальные значения находятся в пределах 1,1—1,3 С. В Тихом и Индийском океанах эти значения близки: в экваториальных гумидных зонах 1,1—1,2, в южной гумидной 1,0—1,1. Максимальные значения сходны и для аридных зон этих океанов — — 0,3—0,5, т. е. в 2,4, а местами и в 10 раз ниже, чем в гумидных зонах. Такие повышенные значения прослеживаются на приподнятых участках дна котловин (меньше критических глубин), а также в виде отдельных точек, разбросанных в пределах этих зон — на подводных поднятиях и отдельных горах. *Поднятия служат реперами для проведения* границ зон.

Минимальные значения обнаруживаются в ледовых и аридных зонах, и во всех других зонах на глубинах больше критических.

Сопоставим данные, полученные мной при вычислениях абсолютных масс для Атлантического океана, с определениями других авторов. (Такие определения, к сожалению, единичны.) Сопоставление определений абсолютных масс $CaCO_3$ для 27 станций, расположенных в различных климатических зонах Атлантического океана, в широком диапазоне глубин (Turekian, 1962; Turekian, Stuiver, 1964), показывает, что данные Турекьяна и наши очень близки, расхождение не превышает 10—20% от величины. Интересно сопоставить порядок значений абсолютных масс для океанов с абсолютными массами $CaCO_3$ для внутренних водоемов и окраинных морей. Оказалось, что здесь абсолютные массы в десятки раз выше, чем в океане: в Азовском море (для новоазовского времени) — от 25 до 75 С, а иногда и выше (Хрусталев, Щербаков, 1974), в Каспийском (для новокаспийского времени) — от 7 до 21, чаще всего 15—20 С (Лебедев и др., 1973). В Средиземном море абсолютные массы $CaCO_3$ в голоцене определены от 0,3 до 11,8 С, со значениями в пелагической части от 1 до 2 С (Шимкус, 1973).

Скорости химико-биологического осаждения $CaCO_3$ на Багамской отмели от 50 до 80 С, т. е. намного превышают скорость нормального карбонатонакопления не только в океанах, но и в морях. Значения абсолютных масс $CaCO_3$ в Красном и Черном морях намного выше, чем в океанах: в Красном море для голоцена — до 5 С, для современного периода (7—8 тыс. лет) Черного моря — от 0 до 1,0—1,5 С в центральных частях, с постепенным ростом к периферии до 2—5, а местами даже и до 5—7 С, а на мелководье перед устьями Дуная и Днепра даже более 7 С (Страхов,1963). Абсолютные массы $CaCO_3$ в пелагических частях Черного и Средиземного морей, таким образом, близки к максимальным значениям для океанов.

Обращает на себя внимание огромное расхождение в плане размещения процентных содержаний $CaCO_3$ и абсолютных масс. Если для процентных показателей характерно в общем распределение $CaCO_3$ по площадям, то для абсолютных масс выявляется линейный характер распределения: образование трех поясов высоких значений, которые разделены очень низкими абсолютными массами. Нетрудно заметить связь между простиранием и положением этих поясов и значениями первичной продукции фитопланктона (см. Лисицын, 1974б, рис. 24—26), а также с распределением фораминифер, диатомовых и других организмов, содержанием $CaCO_3$ во взвеси. Области высоких абсолютных масс связаны с высокими первичными продукциями, что и естественно, поскольку фитопланктон, как мы уже отмечали, является определяющим расселение и продукцию зоопланктона. Интересно и то, что пояса высоких абсолютных масс $CaCO_3$ осадков на дне оказываются как бы перебитыми, а в ряде мест они вообще исчезают (например, в южной и северной частях Тихого океана). Исчезновение $CaCO_3$ из осадков связано с его растворением на глубинах выше критической (Лисицын, Петелин, 1967).

Карта абсолютных масс $CaCO_3$ позволяет сделать основные выводы для понимания всего процесса карбонатонакопления.

1. Высокие значения абсолютных масс отмечаются только в гумидных зонах (экваториальной и умеренных), где на обширных площадях дна скорость карбонатонакопления составляет 0,5—1 С, часто даже более 1 С.

2. В аридных и ледовых зонах абсолютные массы карбонатонакопления очень низкие в Тихом и Индийском океанах и довольно высокие в Атлантическом.

3. Отмечается четкая связь абсолютных масс с глубиной: на максимальных глубинах во всех зонах $CaCO_3$ исчезает из осадков (абсолютные массы ниже 0,01 С).

4. Отчетливо выделяются три пояса карбонатонакопления, которые то образуют сплошные полосы, то прослеживаются фрагментарно. Разделение их на фрагменты, как правило, связано с большими глубинами: это экваториальный пояс, который совпадает с поясом обогащения кремнеземом, два умеренных пояса, проходящие близ границы кремневых поясов. В отличие от кремнезема для накопления $CaCO_3$ большое значение имеет, как видим, не только принадлежность к продуктивной климатической зоне, но также и глубина.

5. Участки с максимальными процентными содержаниями $CaCO_3$ (более 90%) не находят отражения в абсолютных массах, чаще всего, наоборот, высоким процентным содержаниям $CaCO_3$ отвечают низкие его абсолютные массы. В поясах карбонатонакопления концентрации (в %) $CaCO_3$ средние, но они сочетаются с высокими скоростями седиментации. На основе составленных карт абсолютных масс $CaCO_3$ в океанах удалось впервые подсчитать количество карбонатного материала, накапливающегося в 1000 лет для каждого из океанов и для Мирового океана в целом (в млрд. $т$/1000 лет; в скобках — в % от абсолютной массы для Мирового океана): Атлантический — 543,39 (50,31), Индийский — 231,3 (21,4), Тихий — 305,34 (28,3), Мировой океан — 1080,03 (100). Ежегодный сток карбонатного материала в океаны с суши составляет 1361 млн. $т$ (по другим данным, 1220 млн. $т$, см. Livingstone, 1963). Если принять первую цифру стока с су-

ши, то в пелагических областях океанов накапливается подавляющая часть $CaCO_3$ — около 80% (1080 млн. *т/год*), а на краевые моря и шельфы (коралловые рифы, моллюски и др.) приходится всего около 20% от суммарного карбонатонакопления. Таким образом, *современное карбонатонакопление в Мировом океане в главной своей части пелагическое* (фораминиферовое и кокколитофоридовое). Приведенные подсчеты показывают, что мнение многих исследователей о главенствующей роли коралловых рифов, моллюсков, а также хемогенной седиментации $CaCO_3$ в накоплении карбонатов в морях и океанах не подтверждается.

Судя по карте абсолютных масс, в Тихом океане выделяются два крупнейших карбонатных тела — Западное и Восточное, разделенные областью больших глубин. Северные окончания этих карбонатных тел срезаны глубинами больше критической.

Для Западного, наиболее крупного карбонатного, *тела типичны очень высокие значения абсолютных масс, широко распространены здесь биогермы коралловых рифов*, материал которых постоянно добавляется к типичному фораминиферовому и кокколито-фораминиферовому. Многочисленные понижения дна в пределах Западного карбонатного тела образуют разрывы в области накопления $CaCO_3$, однако его крайние границы очерчиваются ясно — *от южной оконечности Новой Зеландии до Маршалловых* островов, т. е. от 50° ю. ш. до 10° с. ш.

Общая протяженность карбонатного тела, таким образом, около 6,5 тыс. *км*, а ширина около 4,0—4,5 тыс. *км*, т. е. площадь более 20 млн. *км*^{2}. Сюда входит и область Большого Барьерного рифа, а также часть зондского шельфа. *Наибольшие площади здесь характеризуются высокими значениями абсолютных масс* (более 1 С). На карте первичной продукции (см. Кобленц-Мишке и др., 1971; Лисицын, 1974а, рис. 26) почти для всей этой области отмечаются высокие значения — от 250 до 500 *мг С/м*^{2}*·день*, что выше, чем для экваториального пояса Тихого океана (150—250 *мг С/м*^{2}*·день*).

Далее на запад это карбонатное тело продолжается в Индийский океан, где простирается от Центральной Австралии вплоть до берегов Индокитайского полуострова. Обе эти части объединяются в крупнейшее Индо-Тихоокеанское карбонатное тело. Здесь накапливается более половины всего карбонатного материала Мирового океана, *находится своего рода полюс карбонатонакопления!* Условия экваториального пояса высоких первичных продукций и седиментации $CaCO_3$ сочетаются в нем с условиями мелководий, возникновением местных подъемов вод, а также с широким развитием коралловых построек, отличной сохранностью $CaCO_3$. Высокая первичная продукция поэтому в наибольшей мере реализуется в виде карбонатных осадков.

В пределах Восточного карбонатного тела Тихого океана, *имеющего большую протяженность* (от 5° с. ш. до 50° ю. ш., т. е. более 6 тыс. *км*), значения абсолютных масс $CaCO_3$ намного ниже (чаще всего 0,3—0,5 С). Первичная продукция также намного ниже — только в экваториальной зоне она составляет 150—250, а на обширных площадях аридной зоны — менее 100 *мг С/м*^{2}*·день*. В апвеллингах у берегов Перу *продукция высокая*, 250—500 и более 500 *мг С/м*^{2}*.день*, но *большие глубины препятствуют* здесь реализации высокой продукции в виде осадков, обогащенных $CaCO_3$.

В Индийском океане, как и в Тихом, сверхкритические глубины в центральной его области разделяют океан на две части — западную и восточную, которым соответствуют карбонатные тела, а также *южную, отвечающую* южному гумидному *поясу*, выраженному здесь особенно отчетливо.

Восточное карбонатное тело Индийского океана соединяется с Восточным карбонатным телом Тихого океана и вдоль берегов Австралии, вплоть до г. Аделаиды (Южная Австралия), протягивается на север, до Бенгальского залива.

Западное карбонатное тело связано с областями высоких первичных продукций (в ряде мест более 500 *мг С/м*^{2}*·год*) у берегов Восточной Африки, Мадагаскара и в Аравийском море, а также в апвеллингах у западных берегов п-ва Индостан. Контуры этого карбонатного тела прослеживаются на карте абсолютных масс. Здесь значительную роль в карбонатонакоплении *наряду с пелагическими организмами играют коралловые рифы.*

Своеобразно Южное карбонатное тело Индийского океана. В нем полностью исключаются из карбонатонакопления местные апвеллинги, обычные близ океанских островов и мелководий, нет коралловых построек, все карбонатонакопление исключительно пелагическое. Содержание карбонатов здесь в процентном выражении невысокое, так как идет их разбавление кремнистым материалом, поскольку Южное карбонатное тело совпадает с южным поясом кремненакопления Индийского океана. Это тело протягивается через всю южную часть океана, от о. Тасмания почти до Южной Африки (ограничено изолинией 0,5 С), где прерывается областью сверхкритических глубин. Затем с уменьшением глубин вновь появляется в Атлантическом океане, где достигает пролива Дрейка. Таким образом, Южное карбонатное тело стоит особняком от других, оно отличается

не только своей формой — небольшой шириной при очень большой длине, но и особенно смешением карбонатного материала с кремнистым. Это по существу карбонатно-кремнистое тело, в других поясах кремнистый материал играет меньшее значение.

В Атлантическом океане на основе данных новой карты абсолютных масс $CaCO_3$ выделяется *Экваториальное карбонатное тело*, которое протягивается далее в Карибское море. Карибско-Панамский район—это второй по значению (после Индо-Тихоокеанского) район современного *карбонатонакопления*. *Высокая первичная продукция* (250—500, местами и более 500 *мг* $C/м^2 \cdot$ *день*) сочетается здесь с малыми глубинами. Очень интересно в Атлантическом океане Северное карбонатное тело. По положению оно отвечает северной продуктивной зоне — умеренной гумидной зоне Атлантики с высокой первичной продукцией. Под влиянием Гольфстрима северо-восточная оконечность Северного карбонатного тела проникает почти до Новой Земли.

Для карбонатонакопления на шельфах характерна прежде всего большая мозаичность в распределении абсолютных масс. Удается выделить шельфы умеренных широт со значительной первичной продукцией бентоса и высокими абсолютными массами и шельфы экваториальной зоны, также отличающиеся высокой продуктивностью. Между ними располагаются малопродуктивные шельфы аридных зон, где абсолютные массы карбонатонакопления незначительны, и в ряде мест на поверхность дна выходят реликтовые отложения, в том числе и древние карбонатные.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРБОНАТОВ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

При рассмотрении карбонатонакопления обычно упускают из вида, что $CaCO_3$ донных осадков весьма разнообразен: остатки различных организмов концентрируются в разных местах пелагических зон и шельфов, свойства, минеральный и химический их состав существенно различаются в зависимости от местоположения. Отсюда представление о единообразии карбонатных отложений на дне океанов неверно.

Микроскопическое изучение отложений и в особенности использование современных средств исследования (рентгеновский, ИК-спектроскопия и другие виды) позволяют точнее определить природное разнообразие карбонатных отложений. Каковы же особенности карбонатного материала, как они связаны с зональностью среды в океанах?

По особенностям преобладающего в карбонатах материала удается разделить обширную область карбонатных и мергелистых отложений, а также и терригенных осадков, обогащенных карбонатным материалом, на ряд вещественно-генетических типов, подтипов и классов. Для каждого из них характерны свои особенности распределения по климатическим зонам и глубинам океанов, набор карбонатных остатков, свои особенности гранулометрии, минерального и химического состава, свои черты постседиментационных превращений.

Основных типов карбонатных отложений в океане три: биогенные, хемогенные и терригенные. Для самой важной по значению группы биогенных карбонатов (на долю которых приходится более 95% современных карбонатных отложений пелагиали) выделяются подтипы планктонных и бентогенных:

Генетические типы, подтипы и классы карбонатных (> 70% $CaCO_3$) и мергелистых (30—70% $CaCO_3$) осадков

Тип: биогенные карбонаты (мергели)
Подтип: *планктогенные* (*связанные с остатками планктонных организмов*)
Классы: фораминиферовые (планктонные комплексы)
кокколитовые
птероподовые
Подтип: бентогенные (связанные с остатками бентических организмов)
Классы: ракушечниковые (моллюсковые)
кораллово-водорослевые
фораминиферовые (бентические комплексы)
мшанковые
балянусовые и связанные с известковыми постройками червей
сложенные остатками иглокожих, остракодами и др.
Тип: хемогенные карбонаты (мергели)
Классы: агрегаты, овоиды, грейпстоуны (гроздевидные образования)
арагонитовые илы и пески
оолиты
Тип: терригенные карбонаты (мергели)
Классы: связанные с выносом карбонатного материала
реками (флювиогенные)
эоловые
ледовые

Сопоставляя вклад разных генетических типов карбонатов, следует сразу же отметить их неравнозначность: главная роль в современном карбонатонакоплении принадлежит планктонным фораминиферам, а также кокколитофоридам, на их долю приходится более 90% современных карбонатов в Мировом океане. Поскольку подавляющая часть карбонатного материала в донных осадках биогенная, то и главные закономерности, определяющие распределение

$CaCO_3$, есть закономерности распределения организмов и их остатков. В прижизненных условиях организмы тесно связаны с факторами природной среды. После гибели и отложения карбонатных панцирей на дне нередко происходят значительные изменения в составе карбонатных остатков за счет избирательного растворения или разрушения, что приводит к деформации танатоценоза сравнительно с биоценозом. Эти нарушения бывают закономерными и специфическими для разных классов и отрядов карбонатного материала. Изучение представительности (адекватности) танатоценоза важно для палеонтологии, палеогеографии и фациального анализа, не менее существенно оно и для литолого-геохимических целей.

Т И П: БИОГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ (МЕРГЕЛИ)

К выводу о преобладании биогенного карбонатонакопления над хемогенным литология пришла сложным путем — после длительного господства хемогенных гипотез, сторонники которых сохранились и по настоящее время. Эти исследователи оперируют только физико-химическими представлениями и константами равновесия, полученными для чистых растворов, и тем самым игнорируют то обстоятельство, что живые организмы могут накапливать элементы (в том числе карбонатные соединения) из растворов, недосыщенных в сотни и тысячи раз. В этом случае организмами используются полупроницаемые мембраны, сорбционные и другие сложные биологические системы, которые только в самые последние годы стали выявляться. Живые организмы способны создавать микроусловия и ряд барьеров, защищающих их от агрессивной внешней среды; многие защитные приспособления, в частности тонкие органические пленки — ингибиторы растворения, сохраняются и после гибели организмов. Важную роль в системе среда — организм для простейших играют слизистые образования. Способность организмов к концентрации и обитанию в условиях, где «запрещено» химическое осаждение данных соединений, и определяет то, что биогенное накопление всех элементов и соединений, входящих в биологические цепи, оказывается в океанах в целом намного значительнее, чем чисто хемогенное.

Каковы закономерности количественного распределения организмов планктона и бентоса? В общих чертах они определены в учении о климатической и вертикальной зональности планктона и бентоса, которое было развито Л. А. Зенкевичем и В. Г. Богоровым. Распределение главного источника органического вещества в океанах, начального звена сложных пищевых цепей — фитопланктона изучено на количественной основе с применением изотопа углерода C^{14}. Карта первичной продукции фитопланктона приведена в первой книге об океанской седиментации (см. Лисицын, 1974а, схема II, стр. 68). На карте отчетливо выделяются три высокопродуктивные зоны, протягивающиеся широтно и соответствующие по своему положению гумидным зонам суши, а также две полосы пустынь — аридные зоны. Низкими первичными продукциями характеризуются также ледовые зоны.

Распределение зоопланктона, в том числе фораминифер и птеропод, тесно связано с главным источником пищи — фитопланктоном, причем годовая продукция зоопланктона, как отмечалось, не превышает 1/10 от фитопланктона. Тесной связью мест расселения карбонатного зоопланктона с фитопланктоном, с зональным, широтным, распределением пищи и определяются все последующие зависимости. Максимальные количества планктонных организмов с карбонатной функцией приурочены к поясам высокой первичной продукции, т. е. они совпадают с простиранием гумидных зон, минимальные — соответствуют аридным зонам. На это обстоятельство мы уже обращали внимание при описании взвеси, оно является ключевым для всей проблемы биогенного карбонатонакопления.

ПОДТИП: ПЛАНКТОГЕННЫЕ

Класс: фораминиферовые (планктонные комплексы)

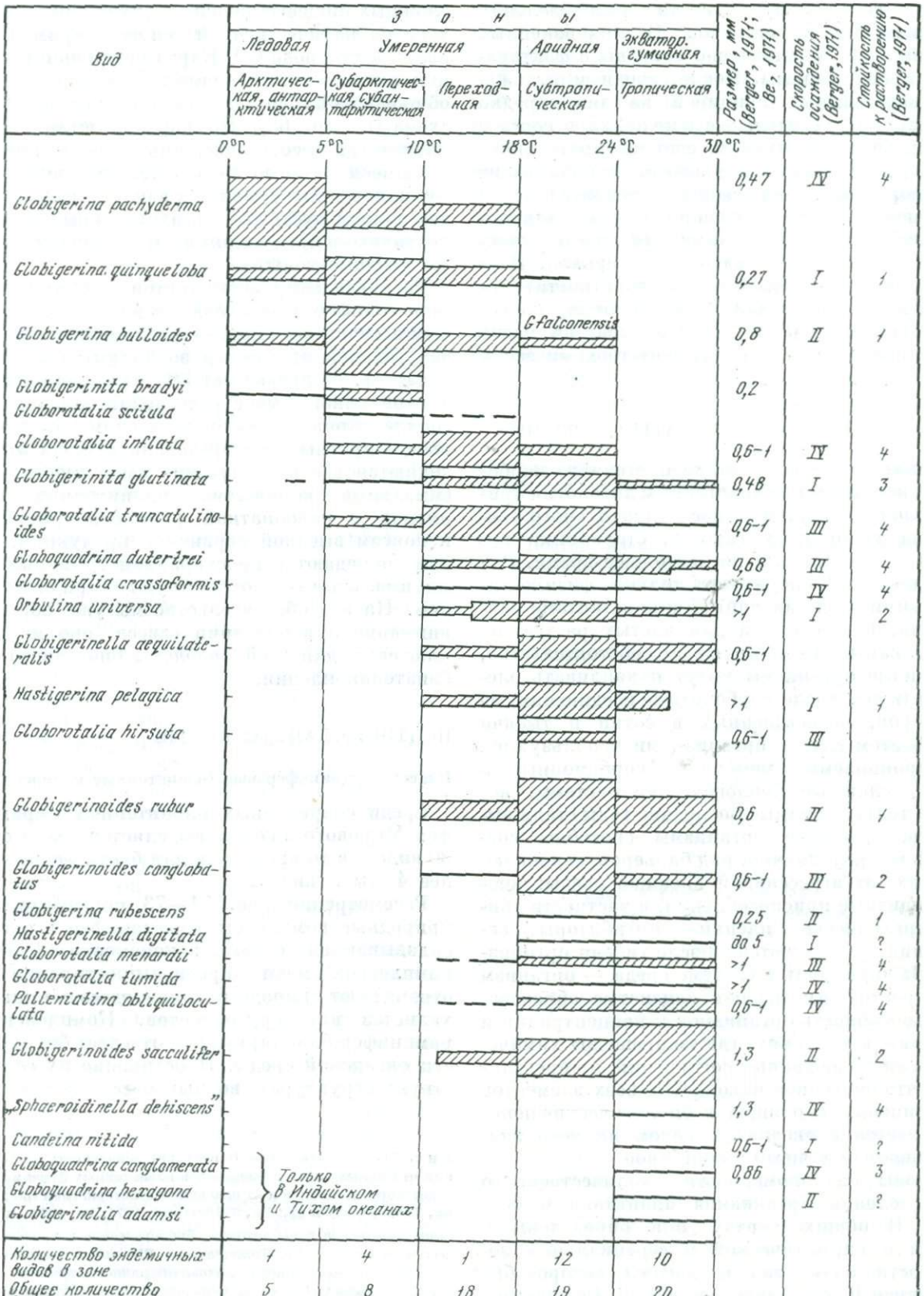
Среди современных планктонных фораминифер Мирового океана выделяется всего около 30 видов, в то время как для бентических — более 4 тыс. видов.

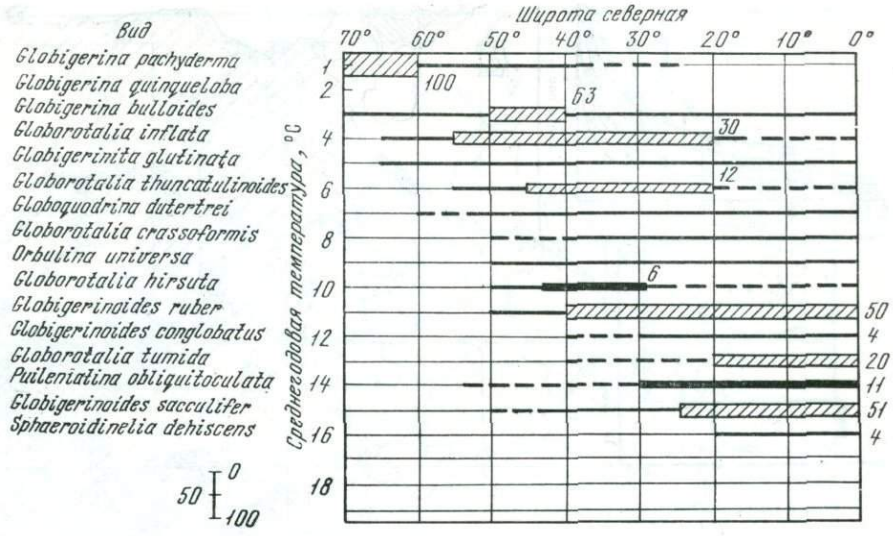
Рассмотрение рис. 71—73 показывает, что природные комплексы фораминифер в океанах складываются строго закономерно. Границы комплексов имеют широтное простирание и соответствуют природным зонам, здесь нет никаких халистаз или круговоротов. Комплексы фораминифер биполярны, что отвечает биполярности океанской среды. Простирание их соответствует структурам водных масс и зонам лито-

▶

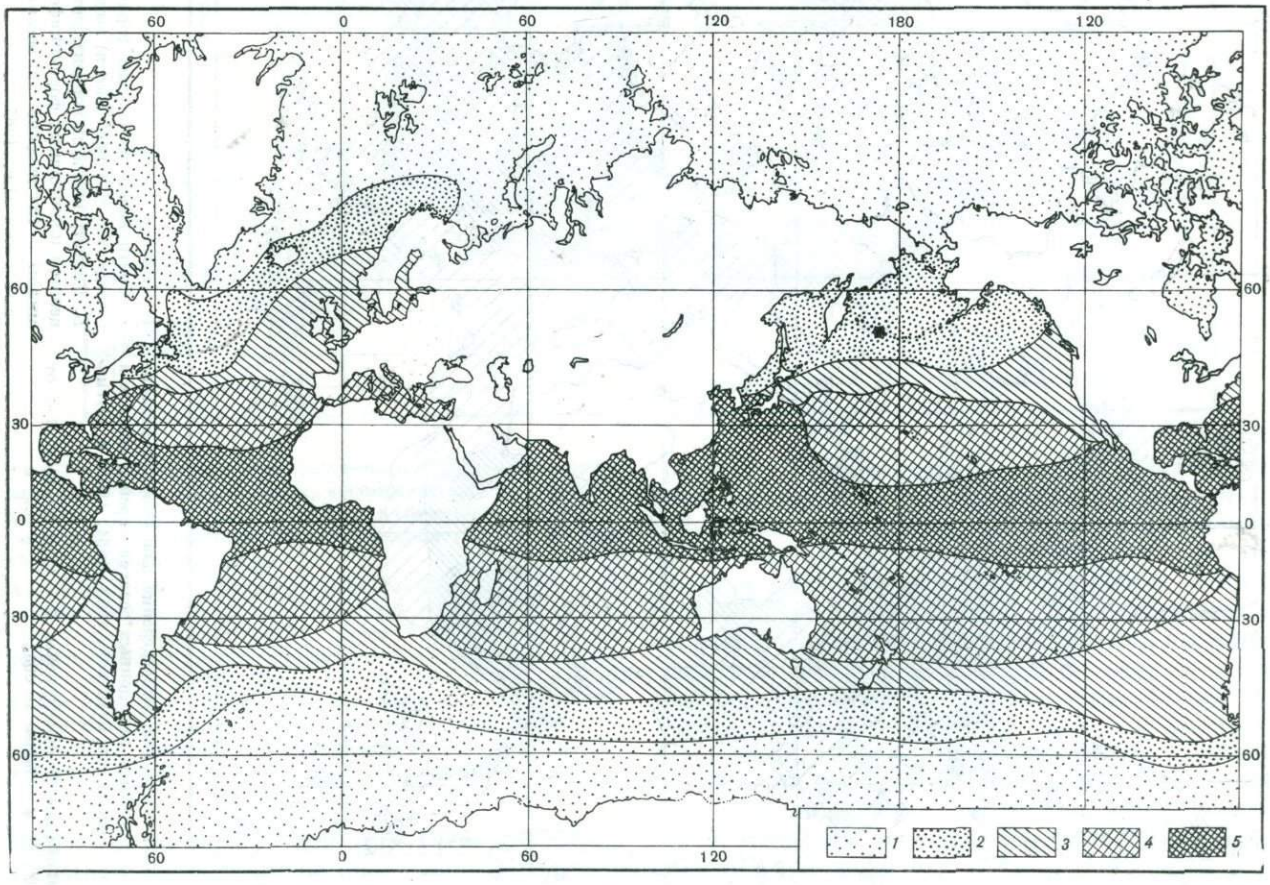
Рис. 71. Климатическая (широтная) зональность распределения отдельных видов и биоценозов планктонных фораминифер в водах морей и океанов и их основные характеристики (по данным Бе, Толдерлунду и др.: Be, Tolderlund, 1971: Be, 1967, и др.)

Зоны литогенеза даны автором, биологические и палеонтологические зоны — по Бе, Толдерлунду. Ширина штриховки соответствует количественному содержанию данного вида в зоне. Скорость осаждения: *I* — очень медленная; *II* — медленная; *III* — быстрая; *IV* — очень быстрая. Группы фораминифер по стоикости к растворению: *1* — очень нестойкие; *2* — нестойкие; *3* — стойкие; *4* — очень стойкие


Вид
Зоны
Ледовая
Умеренная
Аридная
Экватор. гумидная
Арктическая, антарктическая
Субарктическая, субантарктическая
Переходная
Субтропическая
Тропическая
Размер, мм (Berger, 1971; Be, 1971)
Скорость осаждения (Berger, 1971)
Стойкость к растворению (Berger, 1971)
0°C
5°C
10°C
18°C
24°C
30°C
Globigerina pachyderma
Globigerina quinqueloba
Globigerina bulloides
G falconensis
Globigerinita bradyi
Globorotalia scitula
Globorotalia inflata
Globigerinita glutinata
Globorotalia truncatulinoides
Globoquadrina dutertrei
Globorotalia crassaformis
Orbulina universa
Globigerinella aequilateralis
Hastigerina pelagica
Globorotalia hirsuta
Globigerinoides rubur
Globigerinoides conglobatus
Globigerina rubescens
Hastigerinella digitata
Globorotalia menardii
Globorotalia tumida
Pulleniatina obliquiloculata
Globigerinoides sacculifer
„Sphaeroidinella dehiscens"
Candeina nitida
Globoquadrina conglomerata
Globoquadrina hexagona
Globigerinella adamsi
Только в Индийском и Тихом океанах
0,47
0,27
0,8
0,2
0,6–1
0,48
0,6–1
0,68
0,6–1
>1
0,6–1
>1
0,6
0,6–1
0,25
до 5
>1
>1
0,6–1
1,3
1,3
0,6–1
0,86
IV
I
II
IV
III
III
IV
I
I
III
II
III
II
I
III
IV
IV
II
IV
I
IV
II
4
1
1
4
3
4
4
2
1
2
1
?
4
4
4
2
4
?
3
?
Количество эндемичных видов в зоне
1
4
1
12
10
Общее количество видов в зоне
5
8
18
19
20

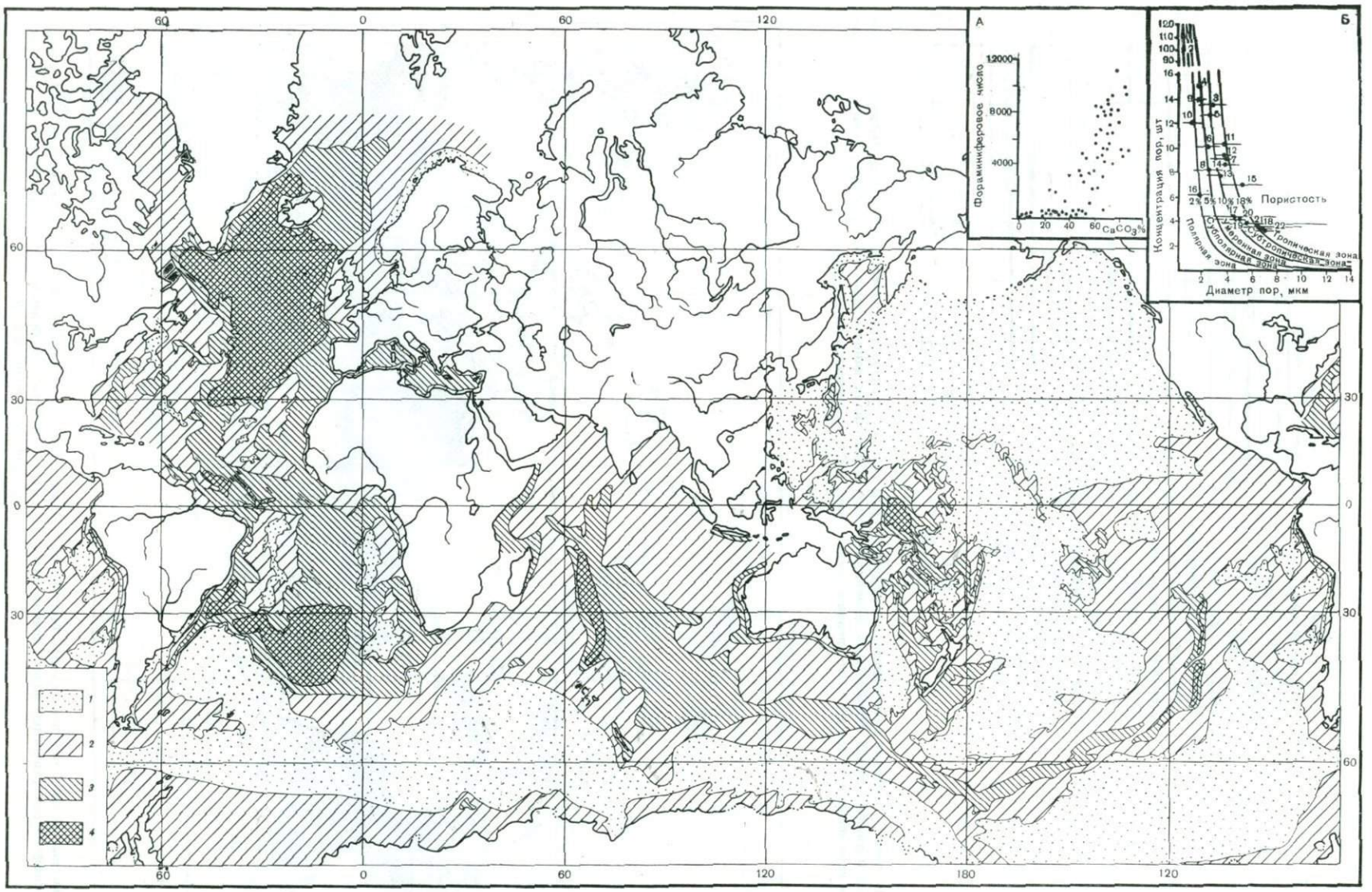


Р и с. 72. Климатическая (широтная) зональность распределения отдельных видов и танатоценозов планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков Атлантического океана и средняя годовая температура поверхностных вод. Цифры — содержание раковинок данного вида в % от общего количества (Parker, 1971, с изменениями автора)



Р и с. 73. Климатическая (широтная) зональность биоценозов планктонных фораминифер в поверхностных водах океанов (Bradshaw, 1959)

Биоценозы: *1* — арктический и антарктический; *2* — субарктический и субантарктический; *3* — переходный; *4* — субтропический; *5* — тропический



Р и с. 74. Количественное распределение планктонных фораминифер в поверхностном слое донных осадков морей и океанов в *экз/г* **сухого осадка (по Беляевой, 1963, 1964, 1969, и другим авторам)**

1 — фораминиферы не обнаружены; *2* — от 1 до 1000; *3* — от 1000 до 10 000; *4* — более 10 000.

На врезках:

А. Соотношение количества фораминифер и содержания $CaCO_3$ в осадках в % (число Шотта) выше глубины лизоклина.

Б. Диаметр пор и их концентрация для разных видов и танатоценозов планктонных фораминифер; концентрация пор у точек (цифры — фактические значения) подсчитана для участков 25×25 *мкм* (Ве, 1967)

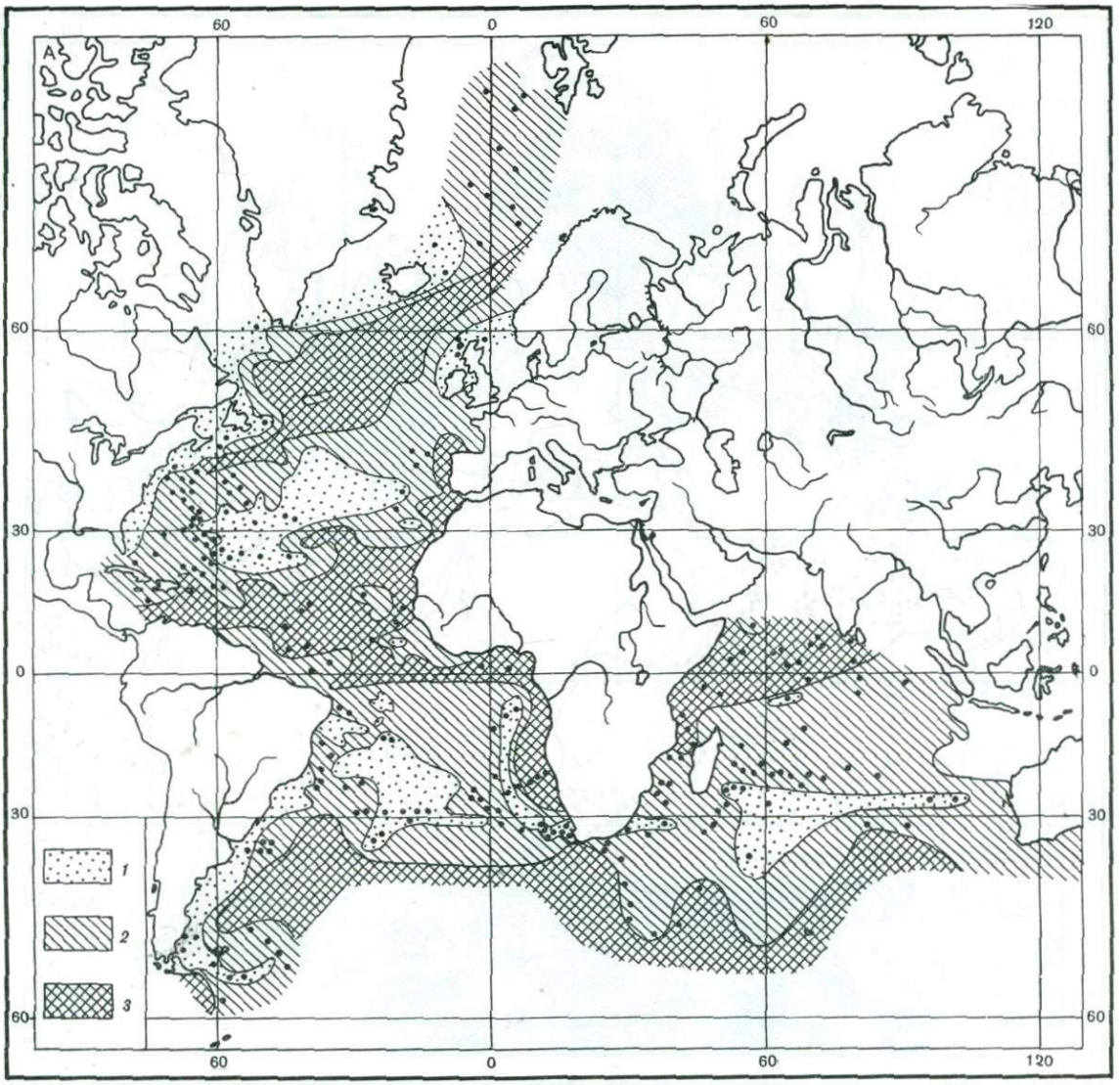
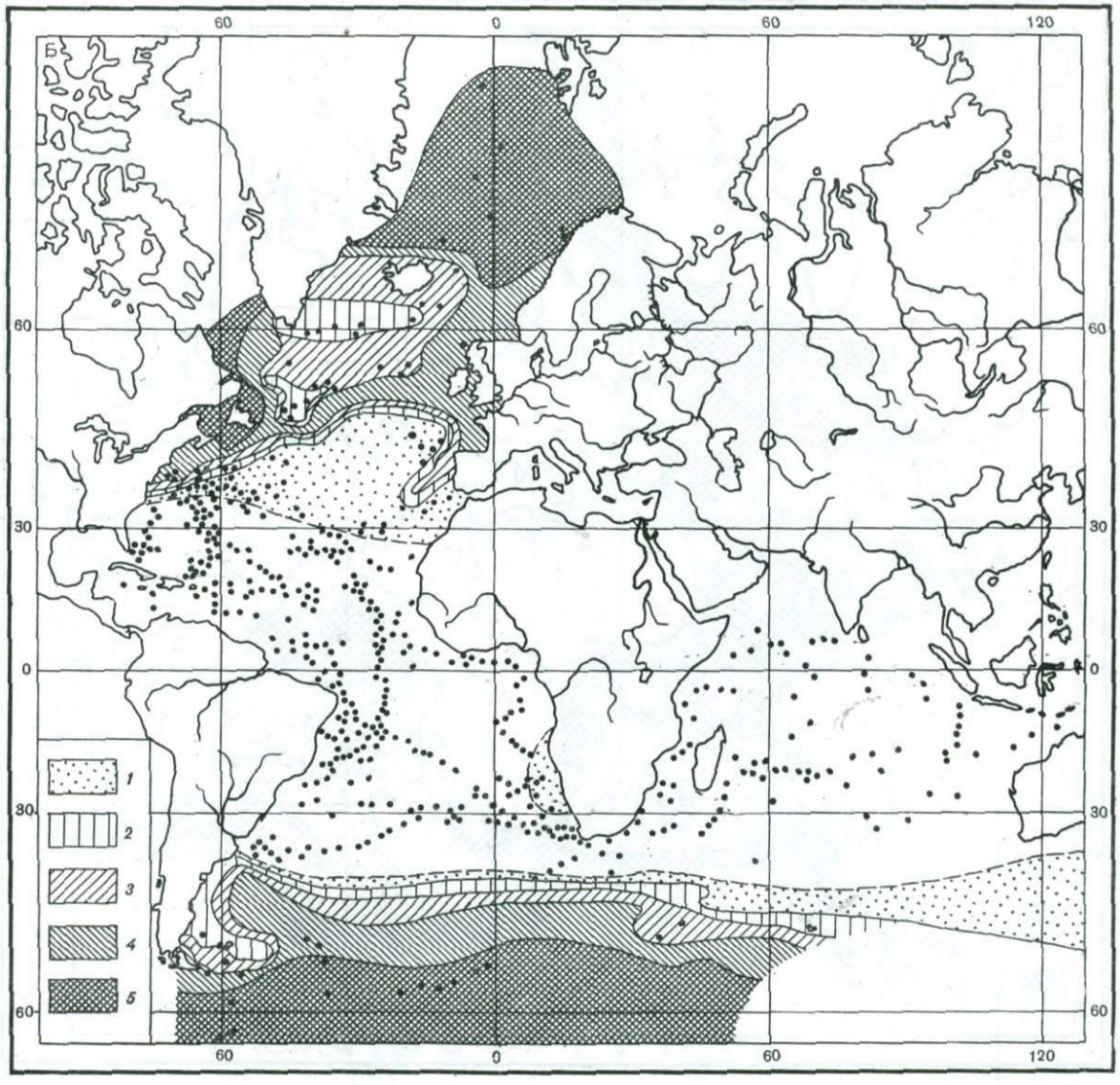


Рис. 75. Количественное распределение и наиболее характерные виды планктонных фораминифер в поверхностных (0—10 м) водах морей и океанов (в % от общего количества). Пунктир — граница распространения, точки — станции (Be, Tolderlund, 1971, с изменениями автора)

А — содержание фораминифер в поверхностных водах Атлантического и Индийского океанов в *шт/1000 м*³ воды: *1* — от 1 до 1000; *2* — от 1000 до 10 000; *3* — более 10 000. Содержание раковинок наиболее характерных видов в % от общего количества. *Б* — Globigerina pachyderma: *1* — от 0,1 до 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — от 20 до 50; *5* — более 50. *В* — Globigerina bulloides: условные знаки, как на *Б*. *Г* — Globorotalia menardii: заштрихованы области наибольшего (густая штриховка) и среднего распространения

генеза в океанах (Лисицын, 1974б). Удается выделить ряд биполярно повторяющихся комплексов, отличающихся в разных зонах по набору видов, крупности раковинок, особенностям их строения и состава: ледовые (арктический и антарктический); холодные умеренные (субарктические, субантарктические); промежуточные, соответствующие умеренным гумидным зонам; субтропические, отвечающие аридным, и тропические, близкие к экваториальной гумидной зоне. Разумеется, что совпадение достаточно общее, и не имеет смысла искать фотографические сходства зон, выделяющихся по разным критериям, важнее их генеральное сходство. Комплексы существенно отличаются как по набору видов и размерам раковинок, так и по их устойчивости к растворению, скорости осаждения (см. рис. 71). Набор видов и количество эндемиков в комплексах возрастают от ледовых зон, где всего 5 видов (по 1 эндемику), к экваториальной зоне (20 видов, среди них 10 эндемиков). Раковинки холодноводных фораминифер в 2—4 раза мельче экваториальных, они плотнее, чем раковинки тропических форм.

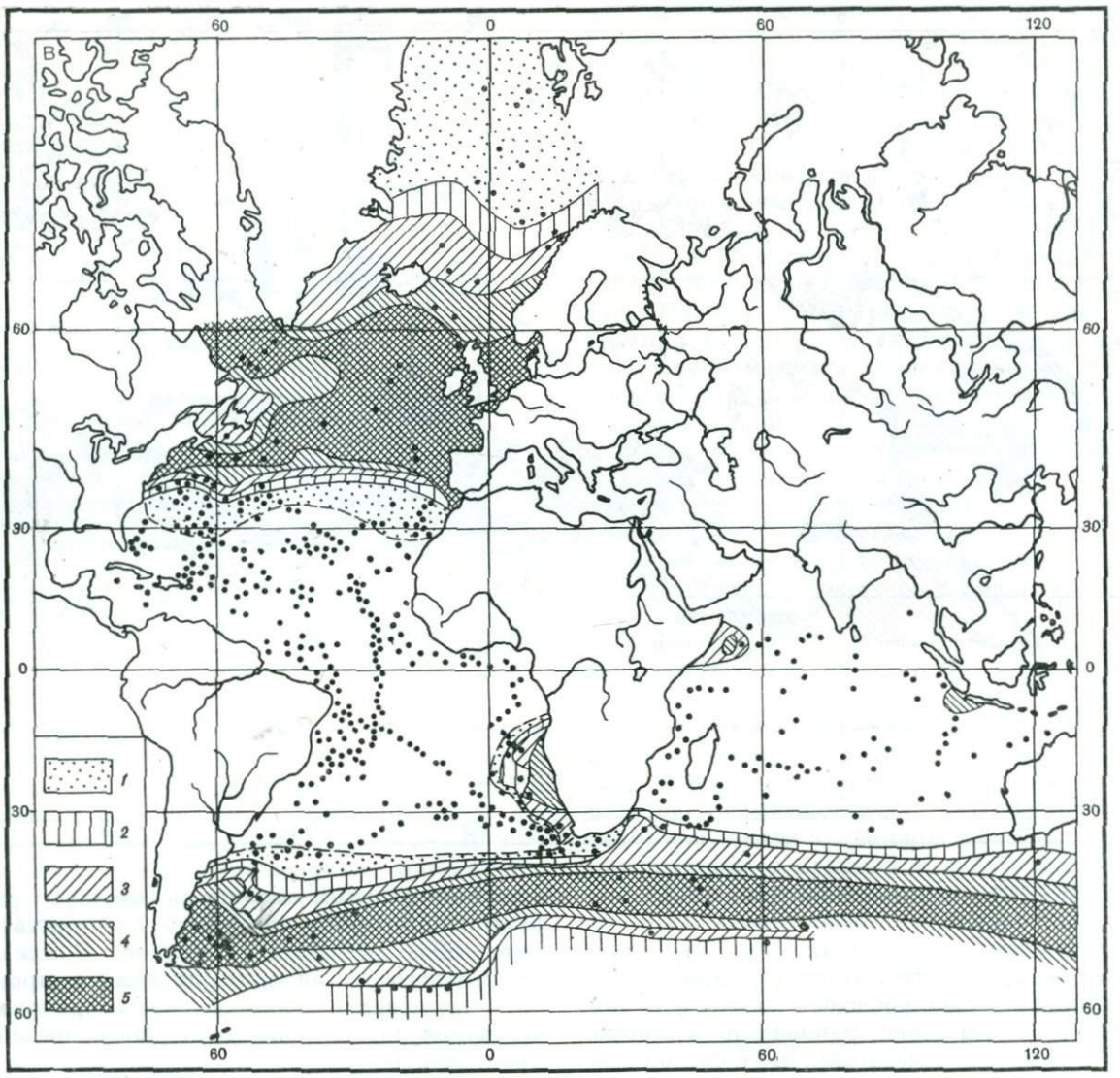


Р и с. 75 (продолжение)

Диаметр и форма отверстий-пор на поверхности раковинок, которые служат для выхода псевдоподий, также закономерно меняются в соответствии с зональностью: концентрация пор приблизительно в 20 раз выше у тропических и экваториальных фораминифер сравнительно с полярными (рис. 74). По мнению А. Бе (Be, 1967), эта связь настолько четкая, что может применяться для палеогеографических построений, что и было реализовано при изучении плейстоценовых отложений Карибского моря (Wills, 1967). Пористость в значительной мере определяет сорбционные свойства, а также устойчивость раковинок к растворению.

Существенная разница была обнаружена и в структуре стенок раковинок из разных климатических зон (Honjo, Okada, 1968; Krinsley, Be, 1965), особенно в изотопных отношениях кислорода, используемых для анализа палеотемператур (Hecht, Savin, 1970; Emiliani, 1954, 1955a; Be, 1966, 1971, 1972; Be, Dong, 1971; Тейс, Найдин, 1973, и др.), в содержании $MgCO_3$ в раковинках (Savin, Douglas, 1973). Таким образом, все показатели осадочного материала, связанного с фораминиферами, меняются в соответствии с зональными комплексами. Поскольку на глубинах меньше критической биоценозы планктонных фораминифер обычно хорошо сохраняются, фораминиферовый осадочный материал на дне оказывается предопределенным зональностью поверхностных вод.

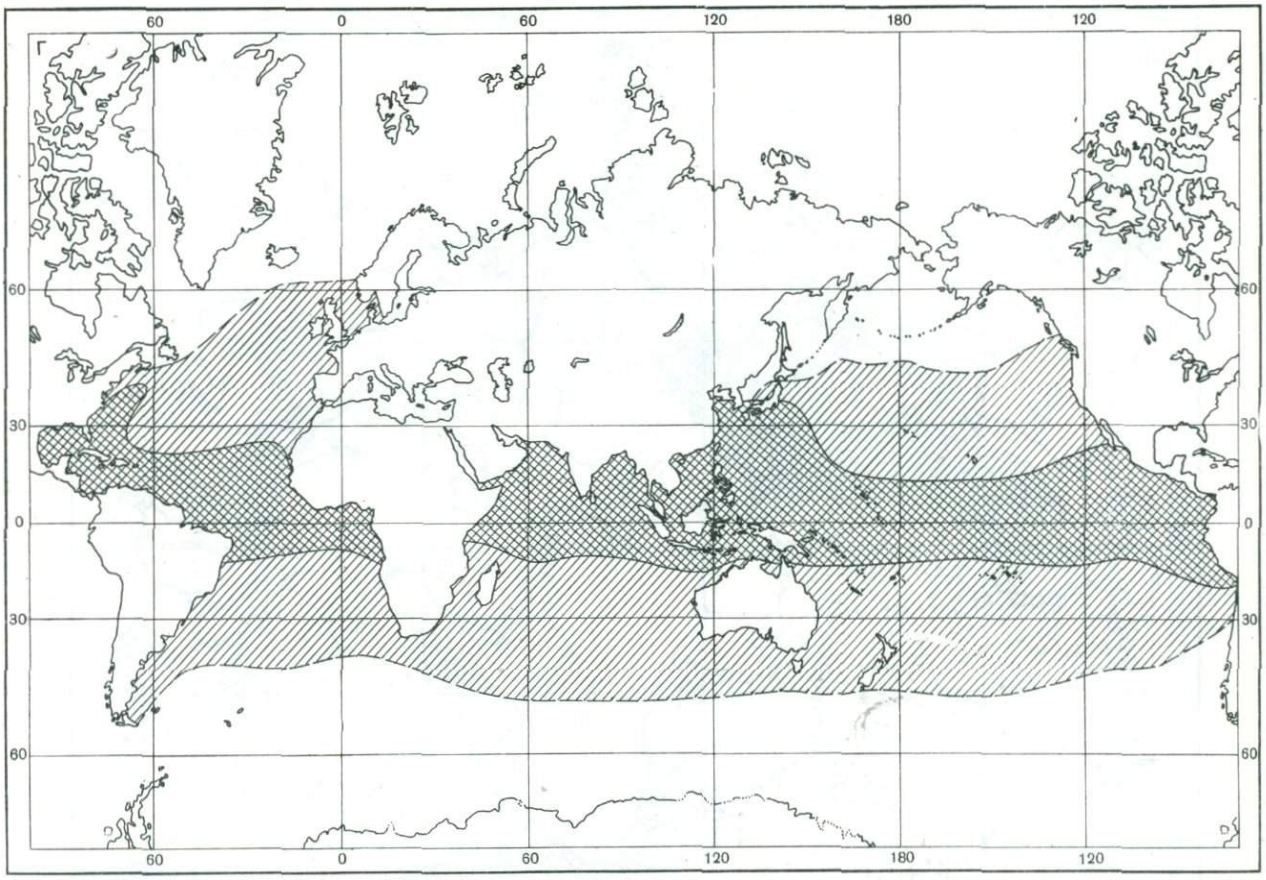
О количественном вкладе планктонных фораминифер в карбонатонакопление в разных частях Мирового океана можно судить на осно-



Р и с. 75 (продолжение)

вании планктонных ловов (рис. 75), а также по картам их содержания в донных осадках (см. рис. 74) и по фораминиферовому числу Шотта (см. рис. 74,*А*). Поскольку часть раковинок распадается в осадках на кристаллиты, этот последний метод дает заниженные результаты, но тем не менее достаточен для того, чтобы показать, что в основных областях пелагического карбонатонакопления главная роль (более 50%) принадлежит планктонным фораминиферам. В этом убеждает и изучение проб осадков под микроскопом, а также более тонкие литолого-геохимические исследования.

Из карт количественного распределения фораминифер (см. рис. 74) видно, что области их максимального распространения и высоких содержаний $CaCO_3$ (см. рис. 69) совпадают, т. е. *фораминиферы определяют концентрации* $CaCO_3$ в пелагических осадках. В поясе карбонатонакопления имеются многочисленные просветы, связанные с растворением раковинок на больших глубинах. Каковы закономерности растворения фораминифер и как деформируются их исходные зональные ассоциации с глубиной больше критической? Глубина прижизненного обитания большинства планктонных фораминифер находится в пределах 0—300 *м*, при этом формы, имеющие игольчатые выросты, обычно располагаются в самых верхних слоях воды (0—50 *м*), ниже находятся виды, не имеющие щетинок. На глубинах более 300 *м*, как показывает изучение планктонных ловов и взвеси, преобладают мертвые раковинки без протоплазмы. При большой скорости опускания раковинок горизонтальный их относ течениями бывает незначительным и сколько-



Р и с. 75 (окончание)

нибудь заметного смещения широтных комплексов не происходит. Просмотр проб взвеси и глубинных ловов убеждает также и в том, что в толще вод даже раковинки нестойкие к растворению не несут заметных следов коррозии. Растворение начинается в области критических глубин в самом верхнем слое осадка, на границе осадок — вода. Если принять средний диаметр раковинок фораминифер в 0,5 *мм*, то в областях со средней скоростью седиментации время воздействия вод на раковинку до ее захоронения осадками составит около 2 тыс. лет (против ~10 суток во взвеси). После выхода раковинки из слоя вода — грунт она попадает в новые физико-химические условия иловых вод, также нередко агрессивных по отношению к карбонатам.

Ниже глубины насыщения вод $CaCO_3$ начинается растворение раковинок, в первую очередь наименее стойких из них (стойкость к растворению — группа 1). Глубина, на которой отчетливо выявляется растворение раковинок фораминифер, названа В. Бергером (Berger, 1971) глубиной лизоклина. Глубина, на которой растворению подвергается около 50% раковинок, — главный лизоклин, еще ниже располагается *нижний лизоклин*, где растворено более 80% исходных раковинок. В пределах от верхнего до нижнего лизоклина происходит разрушение главной части раковинок, частичное растворение их и распад на микрокристаллиты.

Характерный пример деформации танатоценоза, а следовательно, и изменения свойств фораминиферовых осадков с изменением глубины приводит В. Бергер (Berger, 1971). Исходный биоценоз (рис. 76) включал 5% форм, стойких к растворению, основную часть осадка составляли раковинки очень нестойких видов (группа 1 Globigerinoides ruber). При растворении на глубине главного лизоклина (растворение 50% раковинок) произошло избирательное растворение очень нестойких видов (группа 1), а также некоторых нестойких (группа 2). Основу танатоценоза на этой глубине составляют виды 2—3-й группы стойкости. На глубине нижнего лизоклина (растворение 80% раковинок) главную роль играют виды 3—4-й группы, а при растворении 94% исходных раковинок группа 1 исчезает полностью, группа 2—3 встречается в единичных экземплярах, резко преобладают раковинки стойких

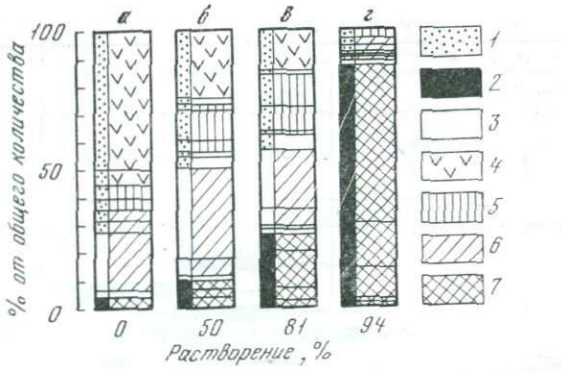


Рис. 76. Деформация тропического комплекса фораминифер растворением (Berger, 1971, с изменениями автора)

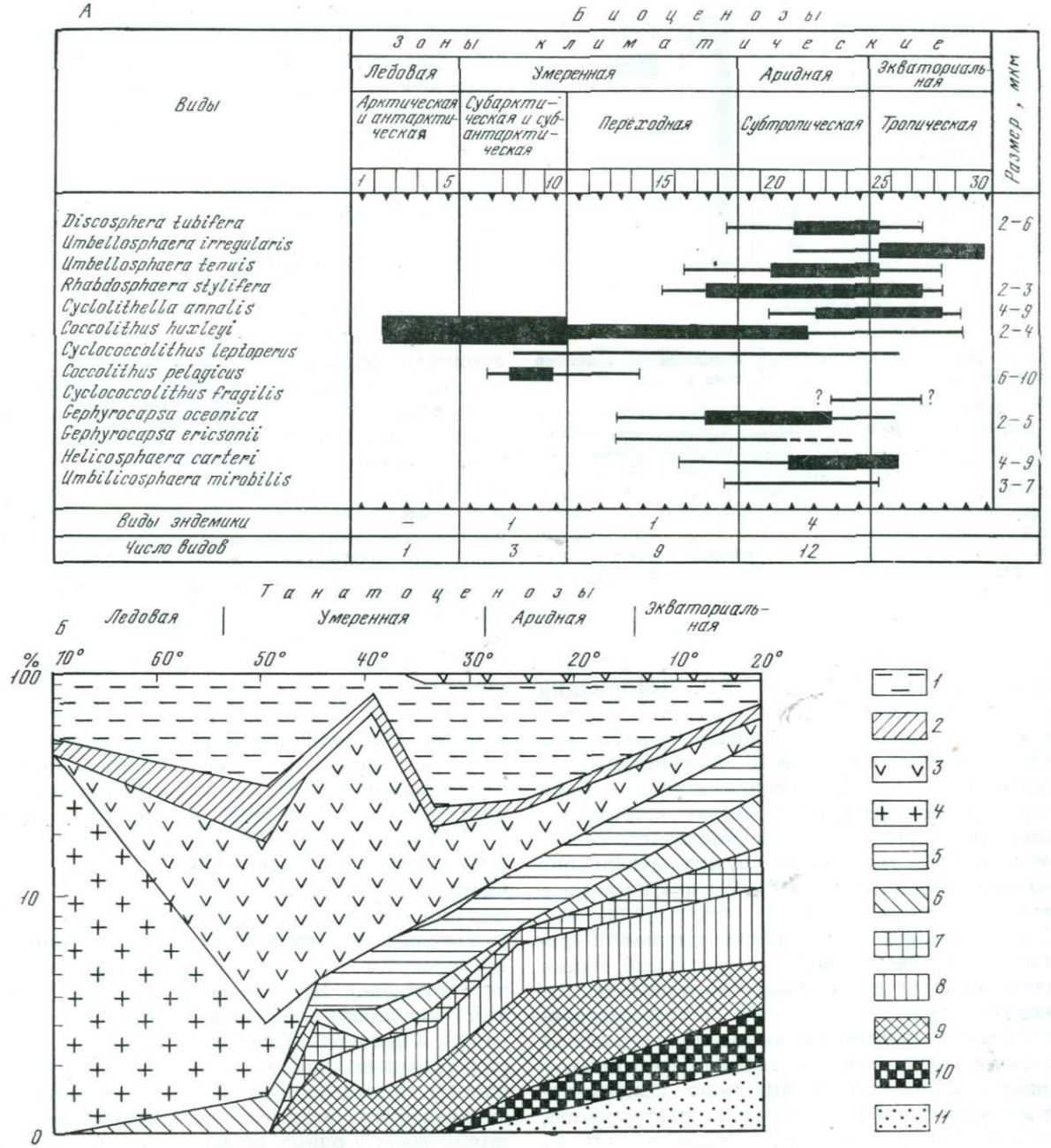
а — соотношение групп до начала растворения; *б* — то же, на уровне главного (среднего) лизоклина, когда растворено 50% от исходного числа раковинок; *в* — то же, на уровне нижнего лизоклина, когда растворено 80%; *г* — на уровне, близком к критической глубине карбонатонакопления. *1* — нестойкие к растворению; *2* — стойкие к растворению; *3* — прочие. Группы фораминифер по стойкости к растворению (см. рис. 71): *4* — очень нестойкие (группа 1); *5* — нестойкие (группа 2); *6* — стойкие (группа 3); *7* — очень стойкие (группа 4)

видов (группа 4), составляющие до 85% осадка (при исходном содержании 5%!). Деформации танатоценозов, связанные с растворением, таким образом, закономерны. Прогнозировать эти данные помогает рис. 71 и 76. Материалы наблюдений за природными осадками дополняются лабораторными экспериментами по растворению раковинок разных видов в кислотной среде, с pH около 5,7. И здесь видно, что растворение форм нестойких (группы 1—2) идет намного быстрее, чем стойких.

С увеличением растворения раковинок изменяется исходный гранулометрический состав осадка — от песчано-алевритового (соответствующего целым раковинкам) к алевритово-пелитовым и пелитовым илам. Из-за распада раковинок меняется не только соотношение фракций, но и сортировка — от максимальной в осадках, не подверженных растворению, к минимальной в осадках, находящихся близ главного лизоклина, и снова возрастание сортировки в пелитовых илах, где основная часть раковинок распадается на мельчайшие кристаллиты (Лисицын и др., 1966; Lisitzin, 1972). Нетрудно видеть, что механизм этих изменений закладывается еще в биоценозах, он связан с климатической зональностью, с распределением в разных зонах видов, стойких и нестойких к растворению, а на глубинах он определяется стойкостью этих раковинок к растворению.

Глубина, на которой живут фораминиферы, определяется равенством плотности воды и осмотического давления в протоплазме фораминифер. Выделяются три вертикальные группировки фораминифер, различающиеся по содержанию $MgCO_3$ и стойкости к растворению: поверхностные (<50 *м*), промежуточные (50—150 *м*) и глубинные (>150 *м*) (Berger, 1969). Чем глубже обитают фораминиферы, тем в общем меньше они содержат $MgCO_3$ и тем больше их стойкость к растворению. Содержание $MgCO_3$ в планктонных фораминиферах всегда менее 1% и колеблется от 0,18 до 0,84% (Savin, Douglas, 1973). Систематические исследования в южной части Тихого океана показали очень интересную закономерность: растворимость раковинок фораминифер с повышенным содержанием $MgCO_3$ заметно больше, чем с низким. В конечном счете глубина лизоклина оказывается различной для разных видов, и эти различия в значительной мере определяются содержанием $MgCO_3$ в раковинках, т. е. имеет место не только видовой, но и геохимический контроль положения лизоклина и критической глубины.

Приведенные материалы показывают, что по существу для каждого вида, а также для возрастных форм фораминифер характерны свои глубины лизоклина, зависящие от стойкости к растворению. Все это приводит к большой сложности процесса формирования танатоценозов. Возможности для деформации танатоценозов в связи с растворением на глубинах максимальны в аридной и экваториальной зонах; здесь наибольший разброс в стойкости к растворению среди раковинок комплекса. Изотопный состав раковинок фораминифер изучается давно, проводятся анализы изотопов как кислорода (O^{18}/O^{16}), так и углерода (C^{13}/C^{12}). Изотопные отношения углерода зависят от температуры и солености и изучены еще недостаточно. На основе изотопных отношений кислорода построен метод палеотемператур, который широко применяется для реконструкции среды прошлого. Палеотемпературы, определенные по разным видам, несколько отличаются от средних поверхностных температур: в одних и тех же точках они ниже на 4°С для поверхностной группы форм (Globigerinoides) и на 7,6°С — для глубинных (Globorotolia). Однако простирание изотерм, определенных для большой площади южной части Тихого океана, оказалось сходным, хотя значения температур для разных видов различаются (каждый из видов несет палеотемпературную информацию о том слое, в пределах которого он обитает) (Savin, Douglas, 1973). Изотопный состав фораминифер, таким образом, целиком обусловлен параметрами среды, количественно характеризует климатическую зональность.



Р и с. 77. Климатическая (широтная) зональность распределения наиболее характерных видов и ценозов кокколитофорид в планктоне в сопоставлении с донными осадками Атлантического океана. Вверху указаны зоны литогенеза (даны автором), ниже — биологические зоны и температура поверхностных вод (в °С) по материалам Макинтайр и Бе (McIntyre, Be, 1967)

А — отдельные виды и биоценозы планктона. *Б* — отдельные виды и танатоценозы в поверхностном слое осадков. В и д ы: *1* — Coccolithus huxleyi; *2* — Coccolithus leptoporus; *3* — Gephyrocapsa oceanica; *4* — Coccolithus pelagicus; *5* — Umbilicosphaera mirabilis; *6* — Helicosphaera carteri; *7* — Cyclococcolithus fragilis; *8* — Rhabdosphaera stylifera; *9* — Umbellosphaera tenuis; *10* — Umbellosphaera irregularis; *11* — Cyclolithella annulus

Итак, огромная область фораминиферовых пелагических осадков, на первый взгляд однообразная, оказывается весьма разнообразной и сложно устроенной. Закономерности, регулирующие ход фораминиферовой седиментации, определяются сочетанием климатической, вертикальной и (в меньшей мере) циркумконтинентальной зональностей.

Класс: кокколитовые

Кокколитофориды — мелкие (10—20 *мк*) двужгутиковые золотисто-бурые водоросли с

карбонатными наружными щитками — кокколитами. Щитки обычно имеют размеры от 2 до 10 *мкм*. После гибели клетки уже на глубине 200 *м* целые шарики-коккосферы распадаются на отдельные щитки, и в донных осадках встречаются только щитки или их остатки (Лисицын, Богданов, 1970). Разделение кокколитов ведется по форме щитков: имеющие форму звездочек — астеролиты или дискоастеры, похожие на грибы — рабдолиты и др.

Кокколиты обычны в морских отложениях и редки в осадках пресных вод; в океанах встречаются практически на всех широтах при температуре вод не ниже +2°С.

Их количественное распространение в планктоне от Арктики и Антарктики до экватора, как и для фораминифер, соответствует первичной продукции с тремя главными поясами, отвечающими гумидным (максимальные количества) и аридным зонам (минимальные количества). В 1 *л* воды фиорда Осло насчитывается до 30 млн. целых клеток кокколитофорид, что соответствует поставке более 200 млн. отдельных щитков, в экваториальной части Тихого океана в 1 *л* воды зафиксировано до 1,6 млн. клеток (Семина, 1963).

Вертикальное распространение кокколитофорид, как и диатомовых, ограничено верхним 100-метровым эуфотическим слоем. В планктоне океанов встречается более 70 видов современных кокколитов, но в донные осадки попадает немногим более 16 видов. Значительная растворимость щитков связана с тем, что наряду со стойкими кокколитами кальцитового состава встречаются также очень нестойкие к растворению арагонитовые и витеритовые щитки (Wilbur, Watabe, 1963).

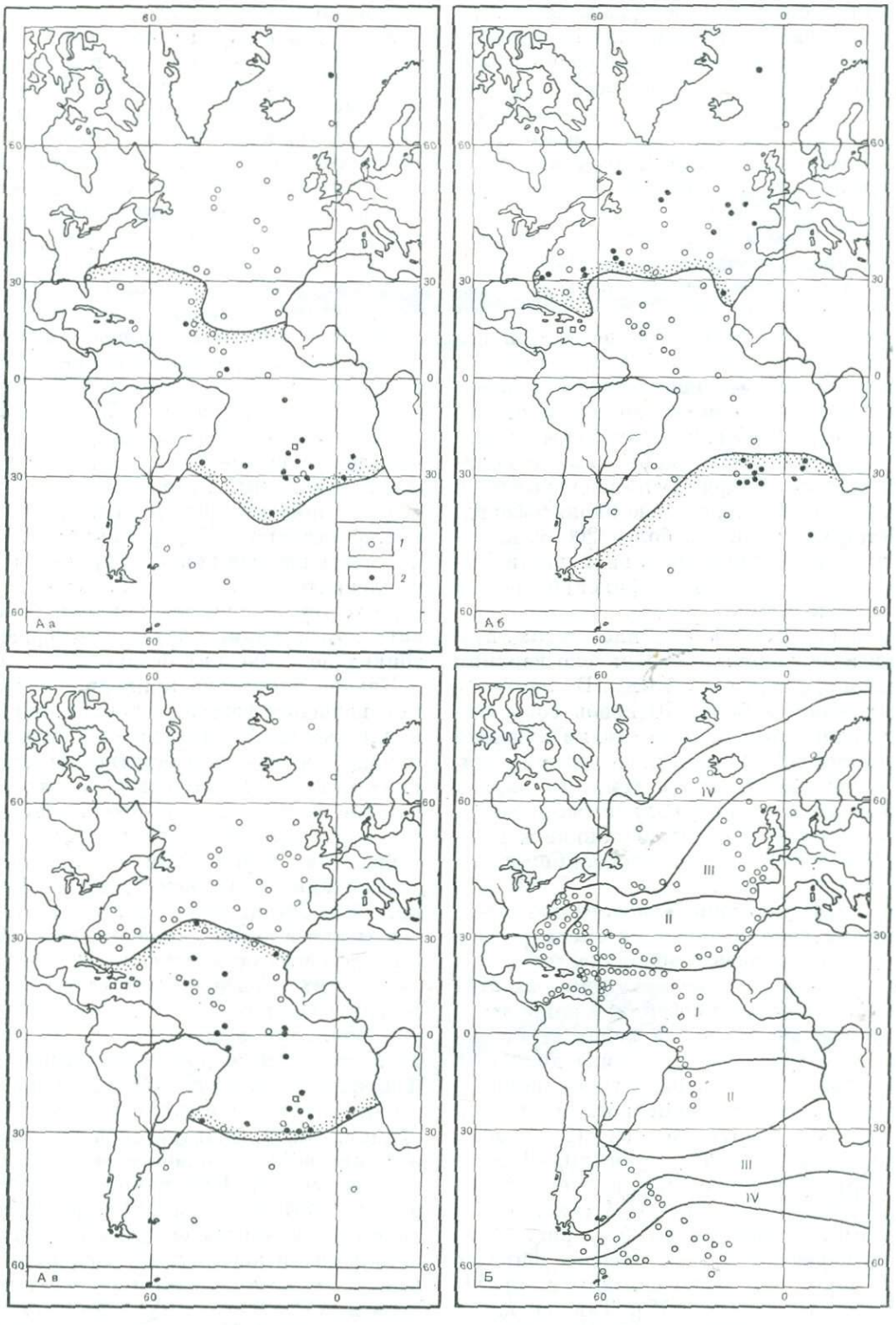
На рис. 77,*А* показаны наиболее характерные биоценозы кокколитов и их смена в соответствии с климатической зональностью, а на рис. 78 — распространение некоторых из этих видов. Как и для фораминифер, для кокколитов характерно увеличение числа видов от полярных районов к экватору (от 1 вида до 11—12 со значительным развитием эндемиков). В том же направлении увеличиваются и размеры кокколитов — от самых мелких (2—4 *мкм*) в ледовых зонах до наиболее крупных (6—10 *мкм*) в экваториальной и аридных, т. е. средний размер щитков увеличивается в 3—4 раза.

Биоценозы и танатоценозы (см. рис. 77,*Б*) кокколитов образуют во всех океанах широтно вытянутые зоны, они тесно связаны с зональностью и биполярны (рис. 79). Так же как и для фораминифер, в соответствии с зональностью и первичной продукцией меняются количество кокколитов и их природные ассоциации, при этом кокколитовые зоны близки по простиранию и положению к фораминиферовым; в сочетании они дают закономерные комплексы кокколитово-фораминиферовых осадков.

Уже указывалось, что часть кокколитов быстро растворяется в воде и не достигает дна, эти виды исключены из настоящего рассмотрения. Из осадкообразующих кокколитов многие более стойки к растворению, чем фораминиферы. По устному сообщению Д. Бакри, редко можно встретить осадочную породу без кокколитов. Так же как и для фораминифер, для кокколитов удается выделить верхний, главный, и нижний лизоклины. Растворение кокколитов начинается с распада щитков на фрагменты с образованием тонкого кальцитового порошка.

Вклад кокколитов в современное карбонатонакопление в пелагиали меняется в довольно широких пределах: с максимальными значениями, достигающими 30—45% от общей массы карбонатного материала в умеренных гумидных зонах до 10—15% в аридных и до 2% от осадка в ледовых (Bramlette, 1958). Распространение тонкодисперсного кокколитового материала отлично от фораминиферового, основная часть щитков концентрируется в пелитовых и алевритово-пелитовых илах; с вершин подводных гор и поднятий кокколиты обычно уносятся. Это, таким образом, материал наиболее тонких пелагических осадков.

Как неоднократно приходилось писать, данные изучения взвеси, а также донных осадков и планктонных организмов показывают, что наряду с осаждением остатков организмов микропланктона (диатомовые, кокколитофориды) широко распространено связывание их в комки — пеллеты, образованные при питании организмами зоопланктона (главным образом копеподами, в меньшей мере эуфаузидами и др.). Эти организмы — фильтраторы планктона связывают в комки также и взвесь, обеспечивая «экспрессное» осаждение частиц наряду с медленным их осаждением «частица за частицей». Комки размером до 1—2 *мм* имеют органическое покрытие и довольно долго сохраняются в осадках. Это не только фекальные комки, но и продукты избыточного питания, поскольку в ряде случаев они почти не изменены пищеварением. Часть фильтраторов разрушает исходные постройки кокколитофорид, разделяя их на фрагменты. Например, Cricosphaera elongata состоит почти из 200 эллептических пластинок размером около 2 *мкм* в длину и 0,5 *мкм* в толщину и ширину. На важнейшее значение зооплактона в транспортировке остатков планктона в донные осадки указывал еще Г. Ломан (Lohman, 1902). Установлено, что пищеварением захватываются и изменяются вещества протоплазмы, разрушаются цельные коккосферы, но тончайшие особенности отдельных щитков сохраняются полностью (Roth, Berger, 1975).



Р и с. 78. Климатическая (широтная) зональность распределения наиболее характерных видов кокколитов в донных осадках Атлантического океана (McIntyre, Be, 1967)

А — характерные виды: *а* — Discosphaera tubifera; *б* — Coccolithus pelagicus; *в* — Umbellosphaera irregularis.

Зоны встречаемости: *1* — обнаружены; *2* — не обнаружены. *Б* — зоны флоры кокколитов: *I* — тропическая (экваториальная); *II* — субтропические (аридные); *III* — переходные (умеренные теплые); *IV* — субарктические — субантарктические (умеренные холодные). Точки — станции

Как следует из рис. 77—79, кокколитовая составляющая пелагических карбонатных осадков только внешне кажется однообразной. На самом деле существуют закономерные, простирающиеся по широте и биполярно повторяющиеся их комплексы, отличающиеся по крупности, физическим свойствам и другим показателям; близ критических глубин эти комплексы меняются в соответствии с закономерностями вертикальной зональности и деформацией исходного танатоценоза.

Итак, при самом кратком рассмотрении со всей очевидностью устанавливается климатическая и вертикальная зональность распределения кокколитовых составляющих карбонатных осадков.

Класс: птероподовые

Птероподы и гетероподы — планктонные гастроподы с исключительно арагонитовыми раковинками размером 0,3—10 *мм*. Присутствие их в планктоне и в осадках было установлено еще со времени экспедиции на «Челленджере», однако на основе последующих работ площади птероподовых осадков постепенно сокращались. По данным Х. Свердрупа и др. (Sverdrup a. o., 1942), они только в Атлантическом океане занимали около 2 млн. *км*^{2} (2,5% от площади дна). По более поздним данным В. Шотта (Schott, 1959), на долю этих илов в Атлантике приходится всего 64,4 тыс. *км*^{2} (0,1%). При контрольных анализах птероподовых осадков обычно устанавливается, что большая их часть сложена фораминиферами, а собственно птероподы концентрируются в самых крупных фракциях, где лишь редко составляют более 30—50%.

Арагонитовый состав раковин предопределяет их распространение только в самых верхних слоях Мирового океана, в пелагических его частях — на подводных поднятиях и горах на глубинах не более 3,0—3,5 *км*, являющихся критическими для арагонита (Melguen, Thiede, 1974). Отдельные виды птеропод встречены в Центральной Арктике (Herman, 1974).

Выделяются планктонные комплексы птеропод, связанные с климатической зональностью (Saito, Be, 1970):

Комплекс	Руководящий вид	
Ледовый (полярный)	Limacina helicana	
Умеренный субполярный	Limacina retroversa	+ 1 вид
Промежуточный	Clio piramidata	+ 12 видов
Аридный (субтропический)	Limacina inflata, L. bilimoides	+ 11 видов
Экваториальный	Creseis acicule, L. trochiformis	+ 12 видов

Так же как для фораминифер и кокколитофорид, эти комплексы простираются в соответствии с климатической зональностью и биполярны. Различно и количественное содер-

▶

Р и с. 79. Вещественно-генетические типы карбонатных осадков Мирового океана

На основной карте — пелагические карбонатные осадки.

Биогенный тип (*1—8*), *кокколитово-фораминиферовые и фораминиферовые карбонаты* (см. рис. 71, 77). *Ледовый подтип* (средняя температура воды ниже 2—3 °С, типичны Globigerina pachyderma левого навивания, Coccolithus huxleyi): *1* — северный, *2* — южный. *Умеренный подтип* (включая холодную субполярную часть, типичны Globigerina pachyderma правого навивания, G. bulloides, G. inflata; в теплой части — G. truncatulinoides, G. inflata): *3* — северный, *4* — южный. *Аридный подтип* (субтропики и сухие тропики, типична Globigerinoides ruber): *5* — северный, *6* — южный. *Экваториальный подтип*: *7* (типичны Globorotalia tumida, G. menardii). Коралловые карбонаты (крайние границы распространения коралловых рифов); *8* Терригенный тип: *9* — осадки, обогащенные эоловым карбонатным материалом; *10* — осадки, обогащенные ледовым карбонатным материалом (море Бофорта, Гудзонов залив). Прочие обозначения: *11* — доломит (Атлантический и Индийский океаны). Цифры около крестиков — содержания доломита в %.

На врезках:

А. Количество видов (показаны изолиниями) рифостроящих кораллов в Мировом океане, характеризующих типы коралловых осадков.

Б — Е. Шельфовые карбонатные осадки, осадки материковых склонов и внутренних морей.

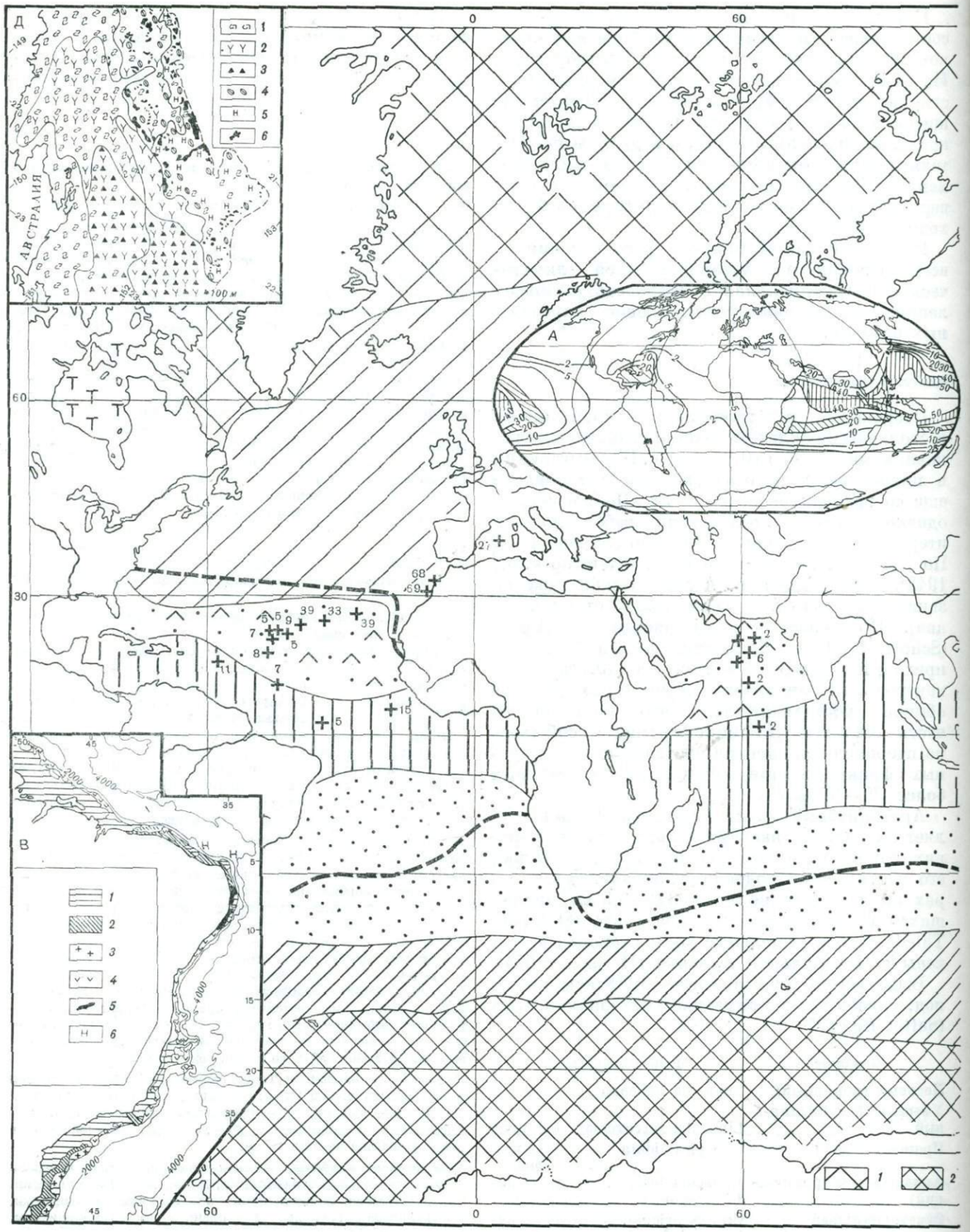
Б. Карбонаты Атлантического побережья Северной Америки, от 45° с. ш. до 25° с. ш. (Milliman a. o., 1972): *1* — моллюсковые (*ракушечники*); *2* — *остатки морских ежей — эхиноидные*; *3* — балянуша; *4* — балянуша и кораллиновые водоросли; *5* — оолиты; *6* — коралловые рифы; *7* — бентические фораминиферы; *8* — планктонные фораминиферы; *9* — планктонные фораминиферы и кораллы. Показаны изобаты 200 и 2000 *м*.

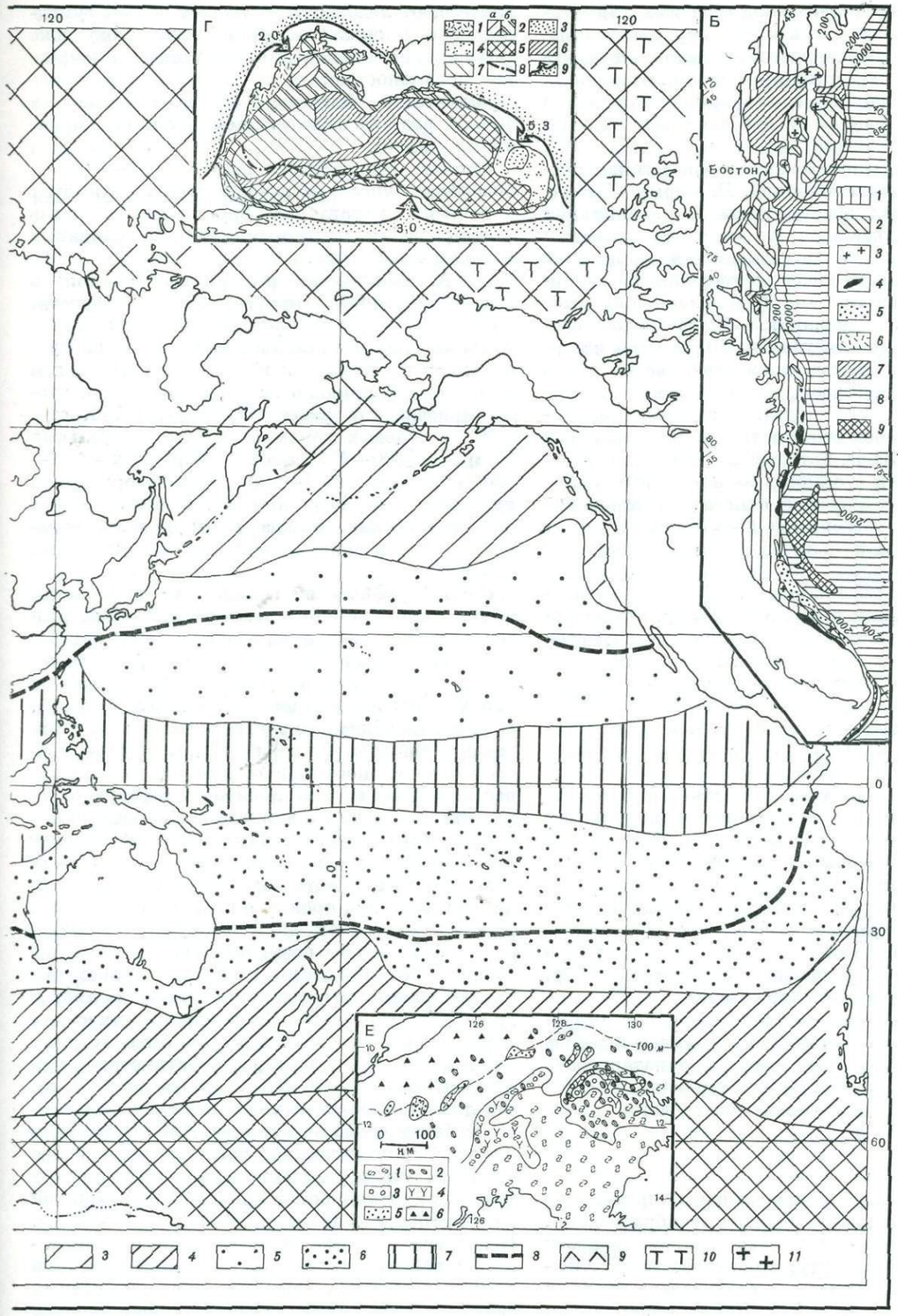
В. Карбонаты Атлантического побережья Южной Америки, от 5° с. ш. до 35° ю. ш. (Milliman, 1974): *1* — моллюски; *2* — бентические фораминиферы; *3* — балянуша; *4* — водорослевые рифы; *5* — коралловые; *6* — халимеда.

Г. Минеральные и генетические разновидности карбонатов Черного моря (Тримонис, 1973): *1* — преобладание биогенного арагонита со значительной примесью биогенного кальцита и терригенных карбонатов; *2* — преобладание биогенного кальцита: *а* — с заметным присутствием только биогенного арагонита, *б* — с заметным присутствием биогенного арагонита и терригенных карбонатов; *3* — преобладание биогенного арагонита и терригенных карбонатов; *4* — преобладание терригенного кальцита с присутствием биогенного; *5* — кокколитовый кальцит с высоким содержанием терригенного; *6* — кокколитовый кальцит с незначительной примесью терригенного; *7* — кокколитовый (биогенный) кальцит. Прочие обозначения: *8* — северная граница распространения доломита; *9* — ежегодный вынос $CaCO_3$ во взвеси рек в млн. *т*.

Д. Биогенные карбонаты Тихоокеанского побережья Восточной Австралии (до глубин 100 *м*) (Ginsburg, James, 1975): *1* — моллюски; *2* — мшанки; *3* — планктонные фораминиферы; *4* — бентические фораминиферы; *5* — халимеда; *6* — коралловые рифы. Показана изобата 100 *м*.

Е. Биогенные карбонаты Индоокеанского побережья Северной Австралии, шельф Сахул (Ginsburg, James, 1975): *1* — моллюски; *2* — бентические фораминиферы; *3* — кораллы, *4* — мшанки; *5* — халимеда, кораллы; *6* — планктонные фораминиферы. Показана изобата 100 *м*


Д
АВСТРАЛИЯ
100 м
А
В
60
30
0
60
45
35
1000
2000
4000


Г
2,0
5,3
3,0
Б
Бостон
120
0
30
60
E
100 м
0 100
н.м

жание птеропод и гетеропод в разных климатических зонах, оно, как и для других организмов, связано прежде всего с первичной продукцией. Как и для других организмов, от ледовых зон к экваториальной возрастает количество видов в танатоценозах птеропод (от 1 до 9), растет и число эндемиков.

Интересны данные о вертикальной зональности распределения птеропод. В. Бергер (Berger, 1970) проводил эксперименты с раковинками птеропод, подвешивая их на тросе буйковых станций на 4 месяца. Раковинки после этой экспозиции имели следы растворения на глубине 500 *м*, а на глубине 3000 *м* они полностью растворились. Раковинки, обработанные перекисью водорода для удаления покрытий из органического вещества, полностью растворялись в экваториальной части Тихого океана на глубине всего 750 *м*. Результаты этих опытов оказались в хорошем соответствии с наблюдениями Чена (Chen, 1964), который изучал распространение птеропод в осадках на островном склоне Бермудских островов и отметил исчезновение раковинок на глубине 3000—3500 *м*. Сходные результаты были получены для птероподовых отложений и много ранее (Murrey, Chemley, 1924). По данным анализов 1426 проб Дж. Меррей и Дж. Чамли пришли к выводу, что птероподы в Атлантическом океане встречаются на глубинах от 700 до 3500 *м*. Таким образом, на основе всех этих данных, включая и наблюдения Р. Бернера и др. (Berner a. o., 1976), можно определить нижний предел распределения птеропод в 3000, реже 3500 *м*, в отдельных случаях 3660 *м* (Herman, 1971).

Отмечается, что агрессивность вод Атлантического океана по отношению к карбонатам значительно ниже, чем Тихого и Индийского. Поэтому птероподы встречаются в осадках преимущественно в Атлантическом океане, в интервале глубин от 700 до 3500 *м*. В частности, они распространены на Срединном Атлантическом хребте (в особенности в его южной части), на вершинах подводных гор, на склонах островов (Бермудские).

Для химического состава раковинок птеропод характерно обогащение стронцием и медью (Krinsley, 1959). Деформация танатоценозов в связи с растворением для птеропод не изучена, но она, безусловно, имеет место.

ПОДТИП: БЕНТОГЕННЫЕ

При изучении распределения организмов бентоса, имеющих карбонатные образования, следует иметь в виду общие закономерности биологической структуры океанов, установленные Л. А. Зенкевичем и его последователями (Виноградов и др., 1973). На меридиональном разрезе, от ледовых и холодных частей гумидных зон к экватору, происходят следующие закономерные изменения, связанные с широтной зональностью:

количество бентоса (биомасса) падает в 10—50 раз (за исключением областей коралловых рифов);

видовое разнообразие растет в 20—40 раз, возрастает число видов-эндемиков. Для этих изменений характерна биполярность, связь с природными широтными зонами, близкими к зонам литогенеза.

Л. А. Зенкевичем разработана не только схема широтной (природной) зональности, но и схема вертикальной зональности: максимальные значения биомасс отмечаются на сублиторали и снижаются к абиссали в десятки и сотни раз. Как видно из карты биомасс бентоса, приведенной ранее (Лисицын, 1974б, стр. 232), в ледовых зонах биомассы на шельфах достигают 300—1000 *г/м²*, в умеренных — 10—300, в аридных — 1—10; а в экваториальной гумидной — от 1 до 50 *г/см²*. В пелагических областях океана биомасса, как правило, меньше 1 *г/м²*, а в аридных областях — даже менее 0,05 *г/м²*.

«Зоогеографические границы на дне океана почти полностью совпадают с границами, разделяющими бореальную, тропическую и антарктическую зоны, выделенные по поверхностному зоо- и фитопланктону, а также по первичной продукции»; далее, пишут Г. М. Беляев и др., «...явления общеокеанического масштаба, в том числе и биологические, связанные с географической зональностью в океане на его поверхности, влияют на всю многокилометровую океаническую толщу, что для пелагиали специально подчеркивалось В. Г. Богоровым, и находят отражение также и на его дне. Однако, в силу разнообразия абиотических условий, широтная зональность, проявляющаяся в распределении глубоководной донной фауны, представляет собой как бы размытое отражение на дне океанов тех процессов, которые происходят на его поверхности и в толще воды» (Беляев и др., 1973, стр. 155). Скопления бентических карбонатных организмов могут быть встречены, таким образом, на верхней батиметрической ступени океана — 0—200 *м* (реже до 1000 *м*), что лимитируется поступлением пищи для развития бентических организмов. Для коралловых рифов батиметрический контроль еще более жесткий, он определяется возможностью существования водоросли зооксантеллы, важной для биоценоза, и ограничивается 50—60 *м*. В пределах шельфа устанавливается климатическая зональность не только в биомассах, но и в качественном составе организмов разных групп и в их сочетаниях (при этом общие законы

сохраняются для всех групп одинаковыми — рост числа видов к экватору, увеличение их размеров, сокращение биомассы и др.). Разнообразие условий на шельфе, их быстрая смена приводят к мозаичности распределения карбонатных организмов и связанных с ними осадков.

Класс: ракушечные (моллюсковые)

Карбонатные отложения, связанные с целыми, а также с битыми раковинами, главным образом раковинные пески и более крупный материал, встречаются в широком диапазоне широт на шельфе и на вершинах подводных гор. Наиболее распространены двустворчатые моллюски.

В ледовых зонах, близ берегов, в областях механического воздействия морских льдов моллюски отсутствуют, но ниже они встречаются в изобилии. Их биомассы составляют сотни граммов на квадратный метр, но роль в карбонатонакоплении невелика в связи с быстрым растворением раковин холодными агрессивными водами (Лисицын, 1966а).

В умеренных зонах широко распространены биоценозы подводных лесов — зарослей водорослей с участием моллюсков: биомассы моллюсков здесь составляют от 50 до 250 *г/м*^{2}.

В аридных зонах отмечаются минимальные биомассы — 1—10 *г/м*^{2}, широко распространены поля мертвой ракуши (возраст 10—11 тыс. лет), которая отвечает снижению уровня океана при последнем оледенении. Само существование этих ракушечников указывает здесь на очень низкие темпы современного осадкообразования.

В экваториальной зоне моллюски обычно входят в биоценозы коралловых рифов. В соответствии с климатической зональностью закономерно меняются биоценозы и танатоценозы моллюсков (см., например, Pasternak, 1970). Аналогичные закономерности прослеживаются и для биомасс и биоценозов моллюсков на подводных горах.

Минералогия раковин моллюсков характерна тем, что в высоких широтах преобладают кальцитовые раковины, в теплых водах — арагонитовые. Многие моллюски строят свои раковины из слоев арагонита и кальцита одновременно. Типично также отсутствие раковин, состоящих из магнезиального кальцита.

Оценки роли моллюсков в современном карбонатонакоплении очень противоречивы. К. Турекьян (Turekian, 1963) считает, что они осаждают более 50% всего карбоната кальция в океане ($80—90 \cdot 10^{17}$ *г*), что представляется мне, на основе подсчета абсолютных масс пелагических осадков, крайне преувеличенным. Тем не менее из бентических организмов роль моллюсков в карбонатонакоплении, несомненно, главенствующая, на втором месте за ними стоят биогермы коралловых рифов. Четко выраженная широтная зональность биомасс и биоценозов, а также и вертикальная зональность для них проявляются не менее резко, чем для планктонных организмов.

Отчетливые примеры вертикальной зональности распределения ракушечного материала отмечаются для Черного моря. Здесь, в прибрежных частях водоемов, до глубин 27—28 *м*, располагаются биоценозы моллюсков (Venus gallina, Cardium, Mytilaster lineatus) с арагонитовыми раковинами, им отвечают арагонитовые осадки. На глубинах более 28 *м*, в областях развития мидиевого и фазеолинового илов, господствуют формы с кальцитовыми раковинами, соответственно здесь развиты кальцитовые осадки (Тримонис, 1972).

Поскольку бентические организмы обитают на поверхности дна, разница между их биоценозами и танатоценозами незначительна, деформация идет главным образом в тех местах, где воды недосыщены по отношению к арагониту, т. е. в ледовых и холодных частях умеренных зон с температурой вод ниже 5°С. В глубинных частях океанов, где воды недосыщены $CaCO_3$, биомассы моллюсков ничтожны и никакой роли в карбонатонакоплении они не играют.

Класс: кораллово-водорослевые

Область распространения коралловых построек ограничена водами, имеющими минимальную температуру на протяжении года не ниже + 18°С, поэтому кораллы распространены в довольно узкой полосе, соответствующей экваториальной и аридным зонам (Лисицын, Петелин, 1970; Wells, 1954). Отдельные организмы, входящие в биоценоз, могут встречаться и в более холодных водах, вплоть до северных берегов Норвегии, а также на больших глубинах, но существование сообщества ограничено глубиной 50 *м* с максимальным ростом на глубине 10—15 *м*. В биоценоз коралловых рифов входят мадрепоровые кораллы, зеленые и красные (Lithothamnion) водоросли, моллюски, иглокожие, фораминиферы и др. Наибольшее значение для карбонатонакопления имеют зеленые водоросли халимеда (Halimeda), местами образуются почти чистые халимедовые илы.

В полном соответствии с закономерностями развития бентоса, количество видов-рифообразователей в биогермах коралловых рифов увеличивается от внешних границ их распространения к экватору, от 7—10 до 50—52 (Wells, 1954). Первичная продукция коралловых рифов огромна — 1500—3500 *г/м*^{2} · *год* (Лисицын, Пе-

телин, 1970). Ниже приведены данные о средней скорости роста коралловых рифов по определениям разными методами (в *мм*/1000 лет):

По темпу роста отдельных организмов в колонии (в *мм*/1000 лет)	менее 1400
По подъему уровня океана в постгляциальное время	900—1300
На основе определения возраста отложений лагун по C^{14}	3 800
По определениям первичной продукции	14 000
Средняя скорость роста по разным данным (Kuenen, 1950 a)	25 000

Как среднее может быть принято значение 14 000, т. е. 14 *м* в 1000 лет, что намного выше скоростей накопления всех других видов карбонатных осадков, однако площадь их развития ограничивается тропиками.

Для карбонатного материала кораллов характерно высокое содержание магния. Главным минералом является арагонит, а также магнезиальный кальцит. Минеральный состав отложений определяется сочетанием входящих в них остатков организмов: водорослей, моллюсков, кораллов и др. Для литотамния характерен высокомагнезиальный кальцит, для водорослей и бентических фораминифер — арагонит, а частично и кальцит. Отношение Ca/Mg в кораллово-водорослевых осадках в зависимости от сочетания органических остатков колеблется от 6 до 100—150, а Sr/Ca — от 2 до 15×10^{-3}. У берегов Флориды известковые водоросли Penicillus поставляют 10—15% карбонатного материала осадков.

Широтная зональность коралловых рифов определена их строгой приуроченностью к теплым водам, а также сменой набора организмов биогерм, вертикальная — возможностью развития биоценоза на глубинах не более 50 *м*.

Поскольку среди карбонатных организмов рифов наиболее важны для накопления осадков водоросли и мадрепоровые кораллы, то и главное значение в карбонатонакоплении принадлежит арагониту, на втором месте — высокомагнезиальный кальцит (литотамнии и бентические фораминиферы).

Арагонитовый состав осадков ограничивает возможность их вертикального распространения в карбонатных отсыпках (апронах) рифов и островов: они, как правило, не достигают глубин более 2 тыс. *м*, очень редко их можно встретить на глубине 3 тыс. *м*.

Класс: фораминиферовые (бентические комплексы)

Донные фораминиферы встречаются на различных глубинах океана, вплоть до максимальных, но с глубин 4 тыс. *м* преобладают аглютинирующие формы. Наибольшее значение карбонатные бентические фораминиферы имеют на шельфе и в верхней части склона. Участки их развития начинаются с верхней сублиторали и даже с песчаной литорали, но в максимальных количествах они обычно отмечаются в средних широтах, в интервале глубин 70—130 *м*. В высоких широтах их максимум оказывается несколько опущенным — до 400—1500 *м*, что связано с расположением промежуточной теплой водной массы. Здесь в ряде мест бентические фораминиферы являются важными карбонатонакопителями (рис. 80).

В пелагических осадках бентические фораминиферы нигде не образуют значительных концентраций, что соответствует распространению биомасс бентоса. Области их развития в открытом океане ограничены отдельными подводными горами и хребтами, у берегов — шельфами и коралловыми рифами. Здесь донные фораминиферы составляют обычно до 10—30% от карбонатного материала и лишь в редких местах более 50%, т. е. являются главными карбонатонакопителями. По гранулометрическому составу отложения, сложенные бентическими фораминиферами, обычно мелкие и средние, реже — крупные пески, целые раковинки концентрируются во фракциях более 0,1 *мм*. Большая часть раковинок имеет кальцитовый состав, но в аридной и экваториальной зонах часты и арагонитовые раковинки, а также раковинки из высокомагнезиального кальцита.

Класс: мшанковые

Мшанки — широко распространенные организмы с карбонатным скелетом. Их поселения встречаются на разных широтах — от Арктики и Антарктики до экватора. Видовое их разнообразие растет от 150 видов для Красного моря до 300 для Средиземного, но максимальные биомассы встречаются в ледовой зоне Антарктики. В составе бентоса Антарктики на шельфе главную роль играют мшанки, моллюски, губки и иглокожие. Биомассы здесь достигают огромных значений — от 240 до 1340 *г*/$м^2$ (в пределах глубин шельфа, опущенного под влиянием ледовой нагрузки до 500 *м*), в то время как, например, в продуктивном Беринговом море они равны всего 110—165 *г*/$м^2$. Мшанки относятся к организмам-фильтраторам, расселяющимся по путям движения взвеси богатой органикой.

По гранулометрическому составу остатки мшанок обычно входят в песчаную и алевритовую фракции. Нередко встречаются также и массивные мшанковые образования — «мшанковые рифы», широко развитые, например, к югу от Новой Зеландии или у берегов Южной

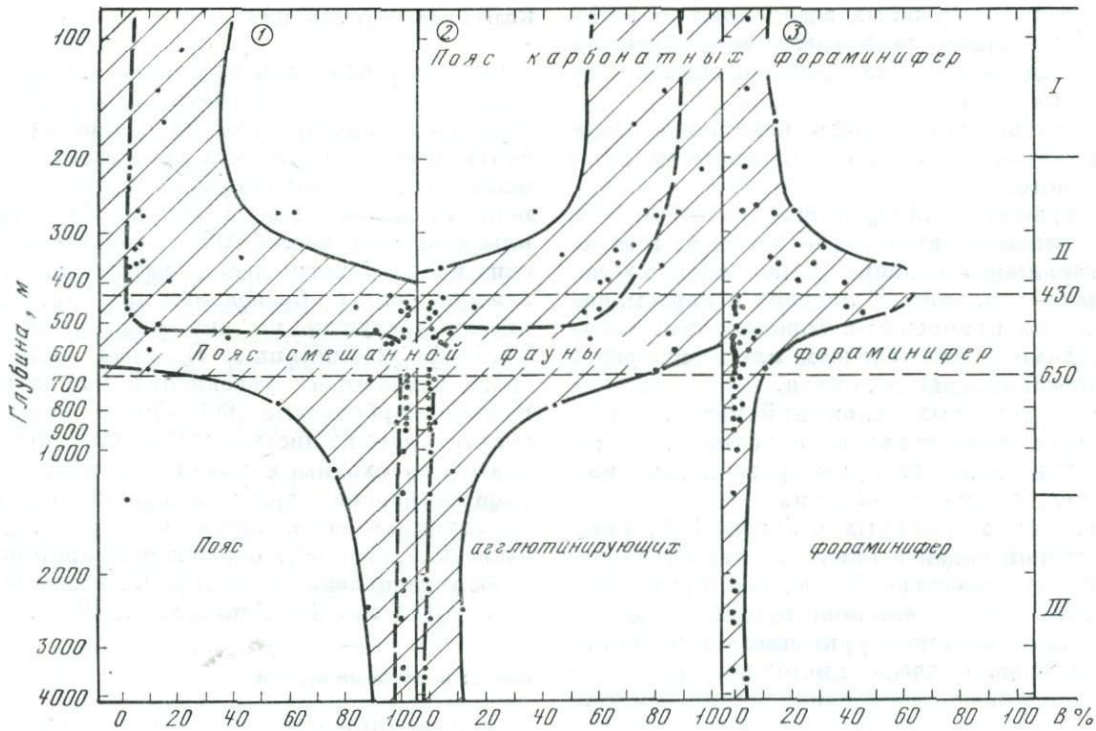


Рис. 80. Вертикальное распределение бентических агглютинирующих (*1*), известковых (*2*), а также планктонных (*3*) фораминифер в донных осадках Антарктики (море Росса) в % от общего содержания фораминифер (Kennett, 1966, с изменениями автора)

Водные массы по вертикали: I — поверхностная холодная (от —1,9 до +2 °С); *II* — промежуточная теплая (от 0 до 2 °С); *III* — холодная придонная (от 0,8 до —0,5 °С). Заштрихованы глубинные зоны наибольшей встречаемости; точки — пробы

Америки. Осадкообразующее значение мшанки имеют главным образом на шельфе и в верхней части склона, до глубин 500 *м*, а также на подводных горах и хребтах. Фрагментарно устанавливается зональность минерального состава скелета мшанок: в экваториальной и аридных зонах они обычно имеют арагонитовый или магнезиально-кальцитовый скелет, за пределами годовых изотерм воды +5 °С — кальцитовый. Смена состава скелетов постепенная.

Класс: осадки, сложенные остатками иглокожих, остракод, серпулид, балянусов

Остатки этих организмов сравнительно редко имеют самостоятельное значение, чаще всего они образуют примеси. Правда, изредка встречаются и отложения, целиком сложенные остатками балянусов (балануша) или иглами и панцирями морских ежей. Из иглокожих наибольшее значение имеют морские ежи, в наибольших количествах распространенные на шельфе и в верхней части склона, до 500 *м*, а также на вершинах подводных поднятий. Для них типичен магнезиально-кальцитовый состав (7—14% $MgCO_3$), арагонит и кальцит не отмечены.

Усоногие раки — балянусы широко распространены в верхней части шельфа и на литорали на разных широтах, но максимальные их количества отмечаются в холодных и умеренных водах. Осадки состоят из раздробленных карбонатных построек балянусов и имеют крупность от гравия до тонкого песка. Состав — кальцитовый и магнезиально-кальцитовый.

В виде примеси встречаются остракоды, обнаруженные от литорали до глубин около 3 *км*. Состав их раковинок кальцитовый и магнезиально-кальцитовый.

Среди менее распространенных карбонатных организмов — трубки червей (Serpula), брахиоподы, кости рыб и др. Трубки серпулид сложены обычно арагонитом или магнезиальным кальцитом.

Т И П: ХЕМОГЕННЫЕ КАРБОНАТЫ

Для распространения всех классов хемогенных карбонатов типичны четыре главнейшие закономерности.

1. Хемогенное накопление карбонатов происходит в пределах только аридных зон, при температуре вод от 25 до 30 °С и более, и пересыщении $CaCO_3$ до 600—700%.

2. Хемогенные карбонаты накапливаются здесь только в самой мелководной зоне, до глубин не более 20 *м*, а также в зоне заплеска,

в лагунах и прибрежных засоленных болотах (Taft, 1962). Нигде за пределами прибрежной полосы мелководий хемогенные отложения не обнаружены.

3. Масштабы хемогенного накопления карбонатов намного меньше биогенного и даже терригенного.

4. Содержание $CaCO_3$ в осадках —70—90% и более, главные минералы — арагонит и высокомагнезиальный кальцит, в подчиненных количествах — кальцит. В лагунах и пересыхающих соленых прибрежных болотах, типа такыров, местами в высыхающем иле в виде зерен отмечено накопление доломита.

Среди хемогенных отложений наиболее распространены разнообразные карбонатные агрегаты-овоиды, далее следуют арагонитовые илы и, наконец, оолитовые осадки.

Все классы хемогенных отложений встречаются в тесной связи с климатической и вертикальной зональностью. Их четкая приуроченность только к аридной зоне предопределяется тем, что поступление терригенного разбавляющего материала здесь ничтожно. Наиболее изучен обширный карибский район хемогенного карбонатонакопления: Багамские банки (Большая Багамская банка, более 2500 кв. миль,—самая обширная область мелководий в аридных зонах), рифы и заливы Флориды, банка Кампече, залив Батабано на Кубе, банка Москитос (Illing, 1954; Ginsburg a. o., 1963; Ginsburg, James, 1975; Newell, Rigby, 1957; Newell, 1959; Cloud, 1962; Newell a. o., 1960). Также хорошо изучены побережья Австралии, Красного моря и Персидского залива.

Класс: агрегаты

На Большой Багамской банке агрегатные образования занимают более 70% площади. Это сложный осадок, состоящий обычно из биогенного карбонатного материала и фекальных комочков (пеллетов), сцементированных микрокристаллами (1—3 *мкм*) хемогенного арагонита. Присутствие значительного количества органического вещества, главным образом остатков водорослей, нередко окрашивает агрегаты в темный цвет. Чаще всего размеры комков — с виноградину, отсюда их американское название — грейпстун. Образование агрегатов происходит в области подвижных вод, где тонкодисперсный материал перемещается по дну и постепенно окатывается. Чаще всего это имеет место в областях подхода к берегу приливных течений. Такое явление очень напоминает широко распространенный в металлургии и технике процесс изготовления окатышей (агломератов). Агрегатные пески описаны и для многих других районов аридных зон.

Класс: арагонитовые илы

Состоят в основном из хорошо образованных арагонитовых игл (размер 0,01—0,001 *мм*). Широко распространены на мелководьях. При сильном ветре и штормах взмучиваются, окрашивая воду в молочный цвет; растворяются, попадая на большие глубины. Арагонитовые илы занимают около 20% поверхности Багамских банок. Многие исследователи считают, что важную роль в образовании арагонитовых игл играет растущая на дне «черепашья трава» Thalassia testudinum. В ходе фотосинтеза трава захватывает углекислый газ из пересыщенной карбонатами (600—700%) воды, в результате чего на листьях выпадают кристаллики арагонита, сходные с такими же в илах. Области распространения травы и арагонитовых илов по глубинам совпадают — от берегов до изобаты 20 *м*. Скорость образования арагонитовых илов установлена на шельфе Флориды от 10 до 22 *мм*/1000 лет (Stockman a. o., 1967).

Класс: оолитовые осадки

Современные оолитовые отложения встречаются на глубинах до 6—20 *м* в районах, где поступление терригенного материала незначительно, а температура вод достигает 26—30 °С и выше, т. е. создаются условия для пересыщения $CaCO_3$. Размеры шариков оолитов до 2 *мм*, в разрезе они обычно имеют концентрическое строение. Такие оолитовые отложения встречены на Большой Багамской банке, у берегов Флориды, Юкатана, в заливе Батабано (Куба), у берегов Каспия, в Аральском и Красном морях, а также в Средиземном море, Персидском заливе, у берегов Южной Австралии. Довольно детально процесс оолитообразования изучен на Кубе, где пересыщенные (до 600—700%) карбонатом воды Карибского моря проникают в залив Батабано, прогреваются и подвергаются интенсивному перемешиванию волнением. Это приводит к нарушению метастабильного равновесия карбонатов и выпадению тонкой карбонатной взвеси, которая концентрически наслаивается на ядра кристаллизации, что и приводит к возникновению оолитов или овоидов. Наиболее крупные и типичные оолиты встречены в местах активного волнового воздействия на осадки, за пределами этой зоны образуются только рыхлые овоиды (Павлидис и др., 1972). Для полей развития оолитов характерна поверхность «волновой ряби», подчеркивающая их накопление в подвижной мелководной среде. По минеральному составу все оолиты арагонитовые.

Отложения этого типа встречаются в местах, где берега и главная часть водосбора сложены карбонатными породами, а условия выветривания позволяют этим породам пройти стадию подготовки и транспортировки. Такие условия существуют в аридных и ледовых (и в холодных частях гумидных) зонах, а также близ гористых берегов, где влияние вертикальной поясности оказывается сильнее, чем климата. В соответствии с зональностью главным фактором переноса могут быть льды, текущие воды и ветер.

Класс: карбонаты, перенесенные льдами

Главная область распространения этих отложений тяготеет к северо-западной части Северной Америки (Канада, Ньюфаундленд, Канадский Арктический архипелаг). Здесь широким развитием пользуются палеозойские известняки, чем и определяется необычайно широкое распространение в донных осадках карбонатных минералов и доломита (см. рис. 31, *А*). Так, например, в осадках северной и юго-западной частей Гудзонова залива содержание обломочного $CaCO_3$ в осадках достигает 50% и более, что совершенно необычно для этой зоны, много обломков доломита (Leslie, 1964). Здесь, как и в Канадской Арктике и у берегов Ньюфаундленда, главная часть терригенного карбонатного материала переносится однолетними морскими, а также паковыми льдами.

Класс: терригенные карбонаты, перенесенные водами

Карбонаты этого типа встречаются главным образом близ горных берегов. Они обнаружены, в частности, в Черном море — у берегов Кавказа (Тримонис, 1973), в Средиземном море (Емельянов, 1966; Hilmy, 1951), а также в ряде других мест Атлантического океана (например, у меловых берегов Англии и Франции).

На дне Черного моря устанавливаются две их основные разновидности: кальцитовая, образующая отдельный генетический тип карбонатов на дне восточной части моря, и доломитовая, прилежащая к Босфору и берегам Турции. В последней доломит не является доминирующим карбонатным минералом, но вместе с железистыми карбонатами представляет очень приметную его часть.

Класс: эоловые карбонаты

Для района Атлантического океана западнее Сахары характерно наличие в аэрозоле зерен кальцита, а также доломита, которые переносятся на расстояние до 4—6 тыс. *км* и более от берега, достигая Карибского моря. Часть зерен представляет собой развеянные эвапориты из такыров Сахары, другая часть — тонкий раковинный детрит из береговых дюн.

Распространение эолового карбонатного материала отмечается и на других участках аридных поясов — в Персидском заливе, в Аравийском и Красном морях. Установлено довольно значительное содержание кальцита (10—60%) и доломита в аэрозоле, а также в водной взвеси и донных осадках.

Большой интерес представляет современное карбонатонакопление в Персидском заливе. В основной части залива глубины не превышают 90 *м*, а температура вод достигает 32—33 °С, поэтому пересыщение $CaCO_3$ более 500%. Донные осадки содержат от 30 до 100% $CaCO_3$, причем содержание его возрастает по направлению к более мелководному побережью Саудовской Аравии. В том же направлении растет и содержание в осадках арагонита, от 20 до 80%, и высокомагнезиального кальцита — от менее 5 до 20—40% (Pilkey, Noble, 1966). Наибольшие содержания кальцита установлены у более приглубого иранского берега, здесь же в осадках обнаружен и доломит в количестве более 10%. Он встречен в виде угловатых зерен; самые крупные имеют размер 0,125—0,25 *мм*, т. е. относятся к мелкому песку. Доломит был перенесен эоловым путем. Это подтверждается тем, что повышенные содержания доломита были установлены также в донных осадках северо-западной части Индийского океана и в аэрозоле над океаном. Некоторые авторы считают, что эоловый материал составляет до 30—40% от осадочного, накапливающегося на дне залива (Sugden, 1963). Доломит и карбонатные породы обнажаются в ряде мест в пустынных районах прилегающей суши, они выносятся отсюда преобладающими северо-западными ветрами. Доминирование карбонатного материала в аэрозоле Персидского залива с преобладанием в его составе низкомагнезиального кальцита и доломита было установлено К. Эмери (Emery, 1956). Высокомагнезиальный кальцит и арагонит в осадках залива—биогенные (Pilkey, Noble, 1966). Таким образом, в Персидском заливе сочетается биогенное, эоловое (терригенное) и хемогенное карбонатонакопление.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ *ЗОНАЛЬНОСТИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ*

Накопление карбонатных осадков и карбонатной примеси в донных отложениях в общем виде определяется сочетанием трех видов зональности — климатической, *циркумконтинентальной* и вертикальной.

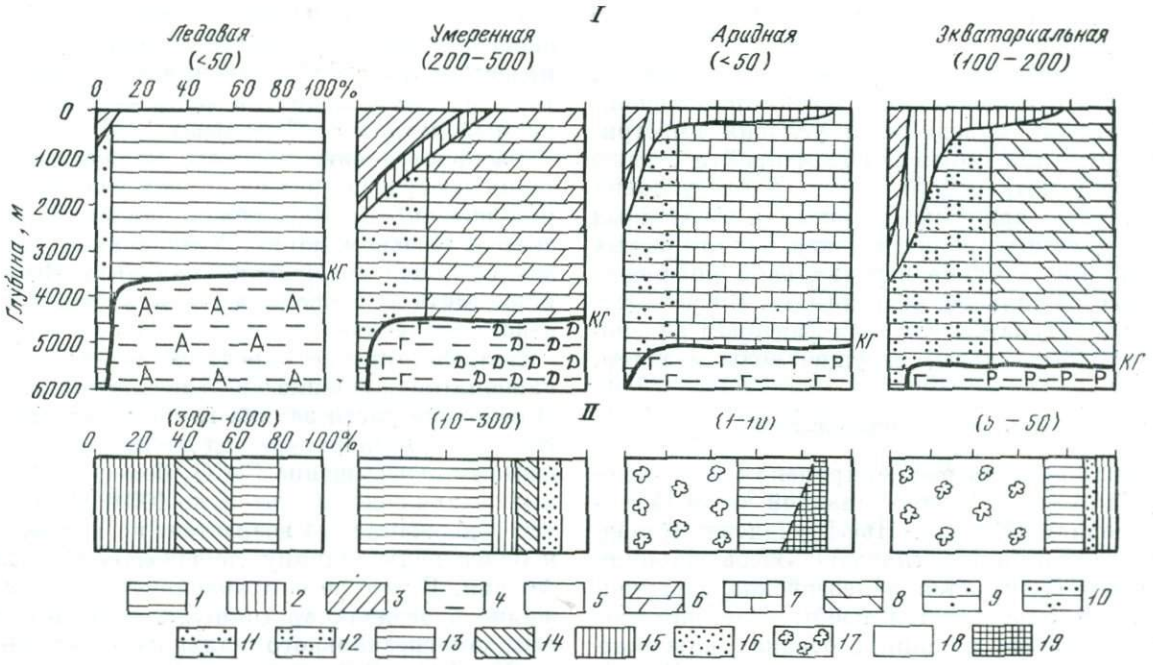


Рис. 81. Вертикальное распределение карбонатных минералов и вещественно-генетических типов карбонатов в разных климатических зонах

Пелагические планктоногенные карбонаты. Цифры в скобках — первичная продукция фитопланктона в *гС/м²·год*. *Минеральный состав* (*1—4*): *1* — кальцит; *2* — арагонит; *3* — высокомагнезиальный кальцит; *4* — глубоководные глины ниже критической глубины (КГ). *А* — айсберговые — ледовые осадки. *Г* — красные глубоководные глины; Д — диатомовые; *Р* — радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые. *Типы кальцитовых* (см. обозначение 1) *пелагических карбонатов* (*5—12*). *Фораминиферовые комплексы* см. рис. 71 и 77 (*5—8*): *5* — ледовый, *6* — умеренный, *7* — аридный, *8* — экваториальный. *Кокколитовые комплексы*: *9* — ледовый, *10* — умеренный, *11* — аридный, *12* — экваториальный. *Карбонаты шельфов* (*бентогенные и хемогенные*, нижний ряд на рисунке). Цифры в скобках — средняя биомасса бентоса в *г/см²*. *Наиболее распространенные остатки организмов* (*13—19*): *13* — моллюски; *14* — иглокожие; *15* — мшанки; *16* — бентические фораминиферы; *17* — кораллы и халимеды; *18* — другие остатки; *19* — карбонатные отложения хемогенные и диагенетические, химико-биогенные (см. рис. 79)

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Анализ данных по распределению $CaCO_3$ в процентном выражении и в абсолютных массах, а также рассмотрение конкретных особенностей размещения и формирования карбонатных осадков различных типов и классов дают возможность сделать основные заключения относительно климатической зональности современного (и древнего) карбонатонакопления.

1. Пояс современного карбонатонакопления в Мировом океане очень широк. Отдельные пятна карбонатных осадков прослеживаются от Северного полярного круга до Южного, а местами заходят и в полярные бассейны. Однако наибольшие концентрации $CaCO_3$ в осадках (выше 90%) оказываются приуроченными к более узкой полосе: они обнаружены в аридных зонах и только в виде отдельных участков в экваториальной. В других местах содержание карбонатного материала в пелагических осадках остается обычно на уровне мергелистых (от 30 до 70%), а также терригенных отложений и красных глубоководных глин, с примесью карбонатного материала (10—30% $CaCO_3$). Как видно из распределения абсолютных масс, продуцирование карбонатного материала совпадает с поясами высокой продукции планктона, что естественно, поскольку более 90% $CaCO_3$ пелагических осадков связано с фораминиферами и кокколитофоридами. Сочетание зональности продуцирования главнейших карбонатных организмов с зональностью поступления разбавляющего карбонаты терригенного материала и приводит к тому, что наибольшие процентные содержания $CaCO_3$ встречаются там, где поступление терригенного материала минимально, т. е. в аридных зонах.

2. Климатическая зональность ярко проявляется не только в количественном распределении $CaCO_3$, но и в его составе. Прежде всего это выражается зональным распределением организмов, накапливающих $CaCO_3$. Например, границы распределения коралловых рифов совпадают со средней годовой изотермой +21 °С или с минимальной температурой самого холодного месяца +18 °С. Зонально распределение различных классов организмов и соответствующих им карбонатных осадков, зонально распределение отдельных их видов. Это и приводит к тому, что сочетания остатков различных организмов в донных осадках из различных клима-

тических зон оказываются присущими только данной зоне. Эта специфика касается не только таксономической принадлежности, но и вещества и свойств карбонатных осадков, т. е. зональность прижизненного размещения и состава карбонатных организмов предопределяет зональность распределения их остатков на дне (рис.81). Эти изменения не только закономерны, но и биполярны, т. е. повторяются в соответствующих зонах северного и южного полушарий. Нетрудно видеть из карт этого раздела, что никаких связей с халистазами, как это считают многие авторы, в размещении организмов, концентрирующих карбонаты, в действительности не отмечается.

3. Зональность распределения организмов с карбонатными панцирями дополняется закономерными изменениями их минерального и химического состава, которые существенно влияют на свойства отложений. Так, от полюсов к экватору отмечается рост содержания арагонита, а также содержания Mg в карбонатах, снижается стойкость $CaCO_3$ к растворению на глубинах.

4. В ряде мест картина распределения $CaCO_3$ в осадках несколько отклоняется от зональной схемы, что обычно связано с течениями, а также с влиянием теплых промежуточных вод, в область которых выходят отдельные подводные горы и хребты.

ЦИРКУМКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Этот вид зональности определяется изменением закономерностей количественного распределения и качественного состава карбонатов по мере приближения к континентам. Самое общее выражение этой зональности — в последовательной смене пелагических комплексов карбонатных организмов комплексами материковых склонов, а затем шельфов. В этом направлении меняются не только комплексы организмов, их количество, минеральный и химический состав раковинок, но и соотношение карбонатного и терригенного материала. В разных климатических зонах, как было показано ранее (см. рис. 5), поступление терригенного материала в океаны резко различно. Минимально оно в аридных зонах, где карбонатные отложения начинаются у берегов и продолжаются вглубь, до критических глубин карбонатонакопления. В других климатических зонах поступление терригенного материала обычно велико, что приводит к «отжиманию» терригенным материалом карбонатных осадков от берегов в пелагическом направлении. Особенно сильное разбавление карбонатного материала идет в экваториальной зоне, близ устьев рек (например, Амазонки, Нигера, Ганга и др.). На основе карт абсолютных масс терригенного (см. рис. 5) и карбонатного (см. рис. 70) материала закономерности циркумконтинентальной зональности получают количественное выражение.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В отличие от терригенного материала карбонаты в океанской воде в определенных условиях могут быть нестойкими, осадочный материал частично или полностью растворяется, его свойства при этом меняются. Карбонатные отложения на дне являются частью гигантской углекислотно-карбонатной системы Земли. Между атмосферой и гидросферой существует постоянный обмен углекислотой; в районах, богатых фитопланктоном (гумидные зоны), избыток углекислого газа уходит в атмосферу, в аридных зонах идет захват углекислоты атмосферы водой (Хорн, 1972; Ляхин, 1971а; Machta, 1972). Значительная часть углекислоты уходит из круговорота с карбонатными отложениями, захоронящимися в морях и океанах. История углекислотной системы Земли связана с ее глобальной эволюцией.

Насыщенность океанских вод $CaCO_3$

Для численного выражения условий, определяющих сохранность карбонатов в океанской воде, используют данные о насыщенности вод по отношению к кальциту или арагониту. Для подсчетов обычно используют формулу Ваттенберга (Wattenberg, 1936) с поправками на давление, которые недавно стали учитываться и «in sity», с применением новых приборов (Pytkowicz, 1963, 1970, 1973, 1974; Pytkowicz, Connors, 1964; Pytkowicz, Hawley, 1974; Ben-Yaakov, Kaplan, 1971).

Уравнение насыщенности с учетом поправок на давление (Pytkowicz, Connors, 1964) может быть решено с помощью диаграмм (Ляхин, 1968а, б; Алекин, Ляхин, 1972).

В качестве исходных параметров для определения насыщенности используют данные о хлорности, pH, щелочности, температуре. Для определения концентрационного произведения растворимости арагонита нужно величину насыщенности кальцитом уменьшить в 1,6 раза (Ляхин, 1968а, б).

Изолинии насыщенности поверхностных вод Мирового океана кальцитом (рис. 82) имеют широтное простирание, что связано в основном с температурой. На этом рисунке, а также на более детальных схемах, построенных для отдельных районов (Ляхин, 1968а, б, 1970, 1972; Хорн, 1972, и др.), видно, что никаких халистаз и круговоротов не выявляется. Пересыщение вод карбонатами закономерно растет от полюсов к экватору, где достигает 600—700%.

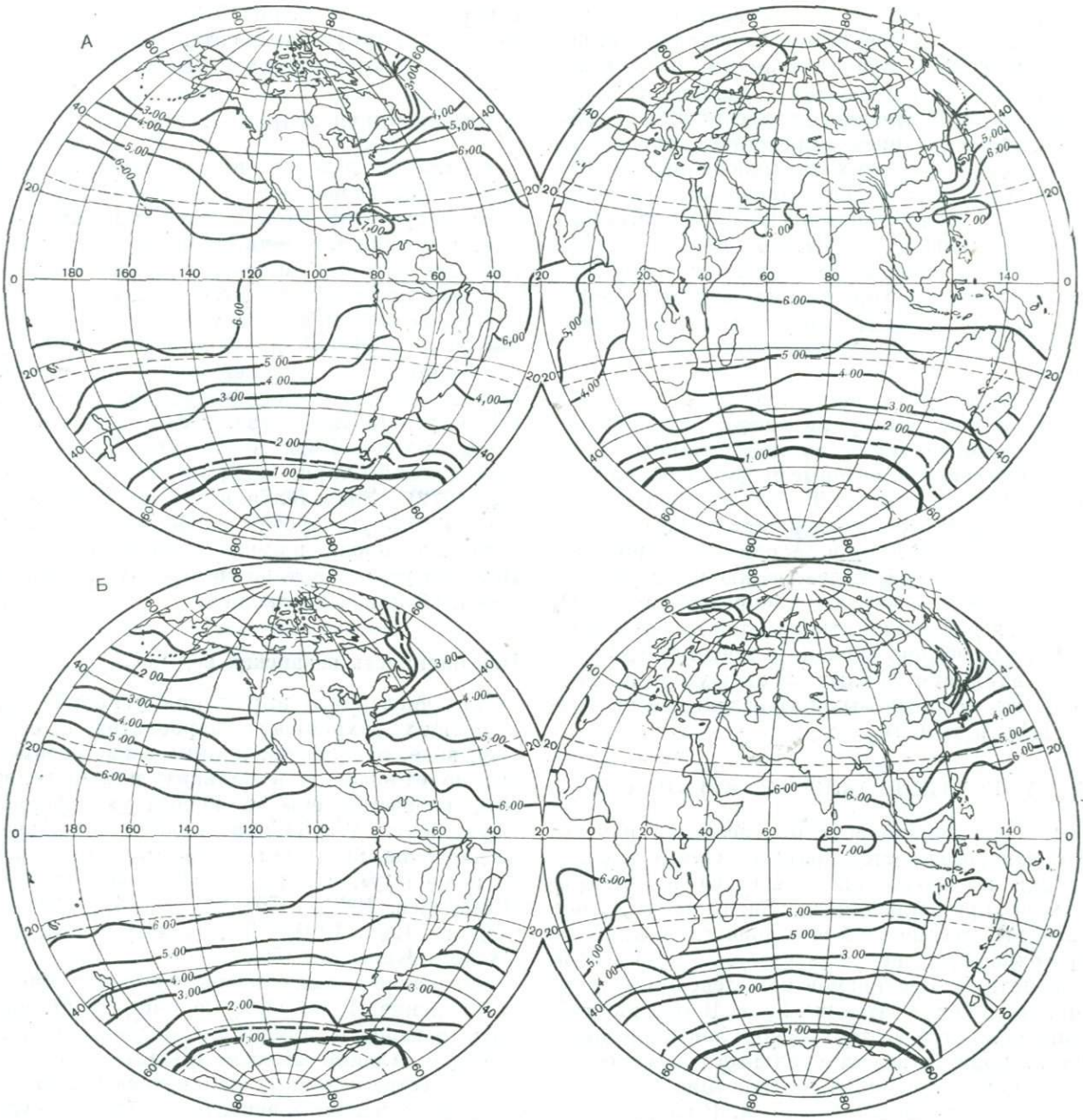


Рис. 82. Насыщенность поверхностных вод кальцитом и арагонитом. Схема построена на основании 300 точек анализов, изолинии — в % насыщения (Алекин, Катунин, 1974)

А — лето северного полушария, *Б* — зима северного полушария. Изолиния насыщенности 100% кальцитом утолщена, 100% арагонитом (соответствует насыщенности кальцитом 160%) дана пунктиром

Изолиния насыщенности 100% проходит приблизительно на 60 ° с. и ю. ш., далее к полюсам воды недосыщены карбонатом и растворение $CaCO_3$ начинается уже в поверхностном слое, т. е. условия здесь запретны для карбонатонакопления.

Прямые определения содержания Ca и Mg в водах (Ляхин, 1971а, б; Tsunogai a. o., 1973) в общем подтвердили показатели формулы Ваттенберга.

В соответствии с изменением элементов карбонатной системы с глубиной воды океанов становятся постепенно все менее насыщенными карбонатами, а на глубинах 2—4 *км* — недосыщенными (рис. 83, *А—В*). Обращает на себя внимание то, что изолинии насыщенности в верхних слоях океана тесно связаны с гидрохимическими условиями. С ростом глубин их конфигурации упрощаются, например в Атлантическом океане изолиния насыщенности 100% про-

стирается в основном на глубинах около 4 *км* и постепенно повышается к северу и югу. За пределами зоны карбонатонакопления, т. е. к югу и северу от 60°, изолиния насыщенности кальцитом 100% выходит на поверхность (см. рис. 82). Глубина нахождения изолинии 100% насыщенности в разных океанах и морях различается; выше всего к поверхности она поднимается в Тихом океане (1—2 *км*). В Черном море растворение карбонатов начинается с глубин 2 *км* (Скопинцев, 1972). По физико-химическим условиям водной толщи Атлантический океан наиболее благоприятен для карбонатонакопления, крайне неблагоприятны условия в Тихом океане. В связи с особенностями циркуляции и формирования вод элементы карбонатной системы имеют свои отличия в каждом из океанов. Наибольшими эти отличия оказываются в северных частях океанов, разделенных материками, и почти не выявляются в южных их частях, имеющих свободный обмен (Иваненков, 1966). Длительная изоляция глубинных вод приводит к накоплению в них углекислоты, снижению pH, т. е. в конечном счете к повышению растворимости карбонатов, подъему изолинии 100% насыщения на меньшие глубины. Прямые определения возраста глубинных вод по C^{14} в Северной Атлантике дали значения около 700 лет, в то время как в южной части океана, где вентиляция выше,—100—300, а в отдельных случаях и меньше 100 лет (Broecker a. o., 1961). Возраст глубинных вод Тихого и Индийского океанов обычно около 1300 лет, а в отдельных случаях и больше, т. е. глубинные слои этих океанов вентилируются слабее, что приводит к росту содержания углекислоты. Существенные отличия отмечаются и для разных частей одного океана: насыщенность вод Бразильской котловины на глубине 4,5 *км* в 5 раз выше, чем Ангольской (Ляхин, 1972).

Из рассмотрения насыщения вод карбонатами по поверхности и на вертикальных разрезах следует, что только в сравнительно узкой зоне физико-химические условия благоприятны для карбонатонакопления. Ясно видно, что ледовые зоны, как и глубинные слои океанов, для накопления карбонатов являются запретными. Несмотря на высокое пересыщение вод карбонатами (более 600% в тропиках), их хемогенного отложения в океанах не идет (кроме отдельных ограниченных по площади участков), что многие авторы связывают со стабилизирующей ролью магния. Определя-

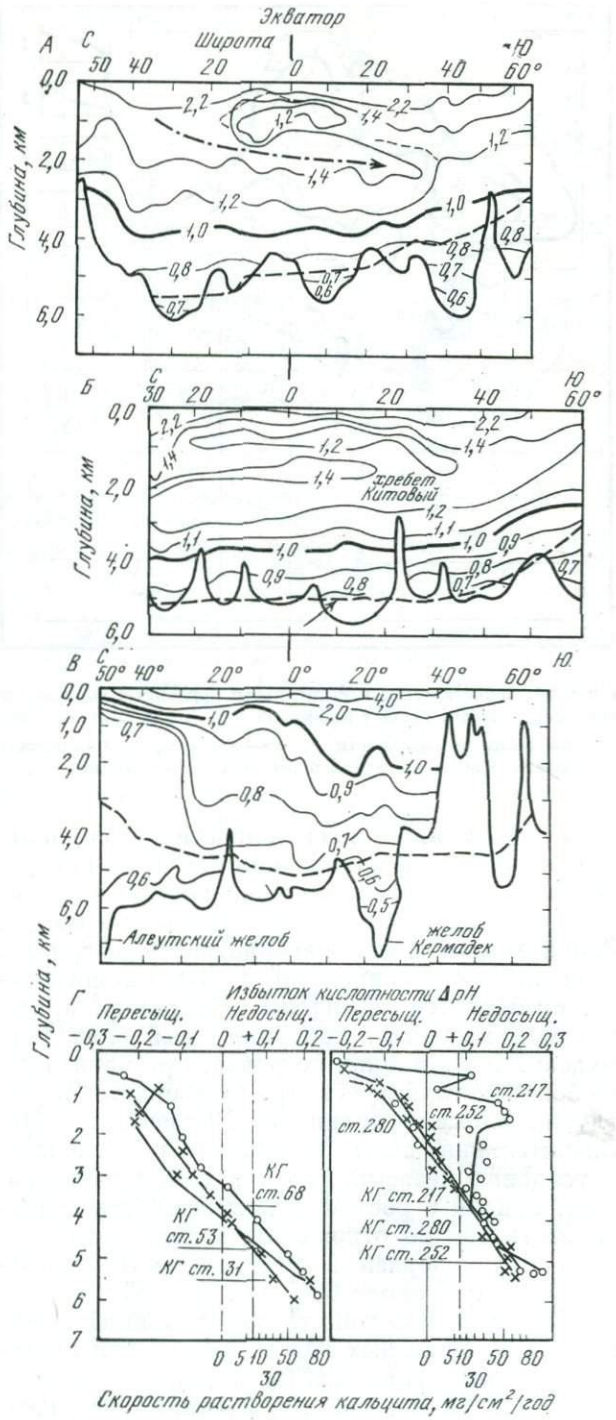


Рис. 83. Насыщенность глубинных вод океанов кальцитом (меридиональные разрезы) и изменение скорости растворения в зависимости от избытка кислотности Δ pH (Tokahashi, 1975)

А — западная часть Атлантики (стрелками показано ядро соленых североатлантических вод). *Б* — восточная часть Атлантики; *В* — Тихий океан по меридиану 180° (от 53 до 56° ю. ш.). На рис. *А—В* цифры — единицы фактора насыщения CSF (1 CSF = 100% насыщения кальцитом), пунктир — критическая глубина карбонатонакопления, *Г* — изменение скорости растворения кальцита с глубиной в зависимости от Δ pH в Атлантическом (слева) и Тихом (справа) океанах (ст. 31, 217 в северных частях океанов; ст. 53, 252 — в экваториальных; ст. 68 и 280 — в южных). Линии внизу — КГ на данных станциях; вертикальный пунктир — резкое возрастание скорости растворения кальцита при Δ pH, равном 0,08 (или 0,15 по другим источникам — Morse, Berner, 1972)

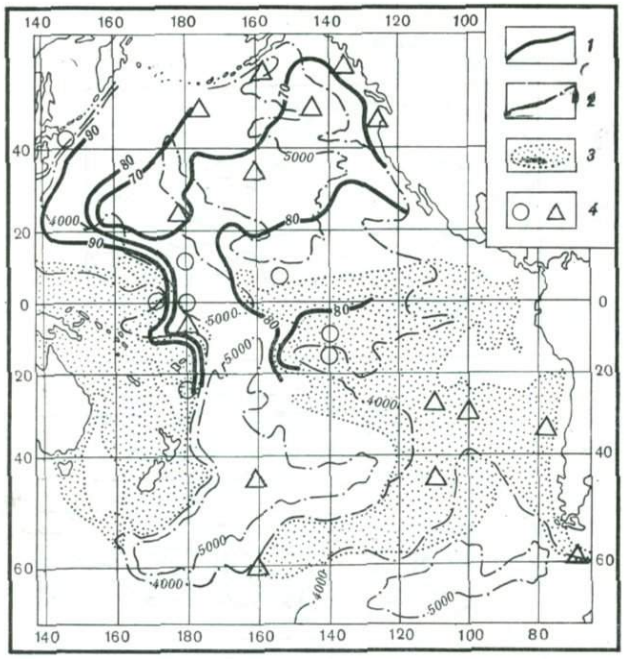


Рис. 84. Сопоставление насыщенности придонных вод кальцитом с содержанием $CaCO_3$ в осадках Тихого океана (Ляхин, 1968).
1 — изолинии насыщенности, %; *2* — изобаты, *м*; *3* — области содержания $CaCO_3$ в осадках более 30%; *4* — станции

емые изолиниями насыщенности потенциальные возможности накопления $CaCO_3$ на поверхности и по вертикали реализуются в форме карбонатных осадков также далеко не всегда. Значительная часть карбонатного материала, связанного с организмами, а также хемогенного, оказывается эфемерной. Например, арагонитовый материал, продуцируемый близ Бермудских и Багамских островов, при попадании на большие глубины быстро растворяется и уже глубже 3,5 *км* не проникает (Berner a. o., 1976). Значительная часть кальцитового материала в условиях недосыщения вод также растворяется, причем с ростом недосыщенности агрессивность вод по отношению к карбонатам растет. Скачкообразный рост скорости отмечается при ΔpH около 0,15 (см. рис. 83,*Г*).

Интересно сопоставить ход изолиний насыщенности глубинных вод с фактической картиной распределения $CaCO_3$ в донных осадках (рис. 84). Видно, что ход изолиний насыщенности близок к изолиниям $CaCO_3$, причем ближе всего проходят изолинии насыщенности 90% и содержания $CaCO_3$ в осадках 30%. Эта общая связь, однако, далека от аналогии: на основании схем распределения насыщенности нельзя строить схемы распределения $CaCO_3$ в донных осадках. Это определяется тем, что различные биогенные остатки, составляющие главную часть пелагических карбонатов, имеют разный состав и разные свойства, различные покрытия (ингибиторы), предохраняющие их от агрессивного воздействия вод. Поэтому в общем случае глубина проникновения карбонатных остатков в зону вод, недосыщенных $CaCO_3$, значительно превосходит глубину прохождения изолинии 100% насыщения. Глубина проникновения раковинок на глубины, масштабы их деформации при растворении, сочетания целых раковинок и их отдельных частей, наиболее стойких к растворению, меняются в пространстве, и выяснение законов, управляющих этими процессами, имеет решающее значение для понимания всего процесса пелагической седиментации. Много для выяснения хода этих процессов дают эксперименты в природных условиях океанов, которые проводились как с кальцитовыми шарами, на длительное время установленными на разных глубинах на буйковых станциях, так и с раковинками фораминифер различных видов (рис. 85).

Опыты по растворению сферул из оптического кальцита (рис. 85, *А*) продолжались около 4 месяцев. Пробы подвешивались на тросе буйковой станции на глубинах от 0 до 5 тыс. *м* тропической части Тихого океана (Peterson, 1966). Оказалось, что в верхних слоях воды, до глубин 3500—3700 *м*, растворения кальцита не происходит. Глубже 3700 *м* начинается растворение кальцита, которое ускоряется с ростом глубин. Опыты с фораминиферами (рис. 85, *Б*—*Г*) показали, что наиболее стойки к растворению холодновато-водные (субантарктические) комплексы. Растворение фораминифер, имеющих пористые стенки, идет быстрее, чем кальцитовых шаров, и начинается с глубин около 2 *км*, что соответствует положению кривой насыщения (см. рис. 83, *В*). Скорости растворения разных видов планктонных фораминифер существенно различаются (см. рис. 71, 76), что дает возможность проникать их остаткам на разные глубины. Конкретные закономерности распределения карбонатов в пелагических осадках в связи с глубиной определяются понятиями о критических и компенсационных глубинах, а также о глубине лизоклина.

Компенсационная глубина, критическая глубина, лизоклин

Вертикальная зональность для пелагического карбонатонакопления была отмечена во время плавания на «Челленджере» (Murrey, Renard, 1891). Глубина, на которой количество карбонатного материала, поступающего в донные осадки, равно его растворению, была названа компенсационной. Ее положение определялось на основе подсчета содержания фораминифер под микроскопом. Если содержание форамини-

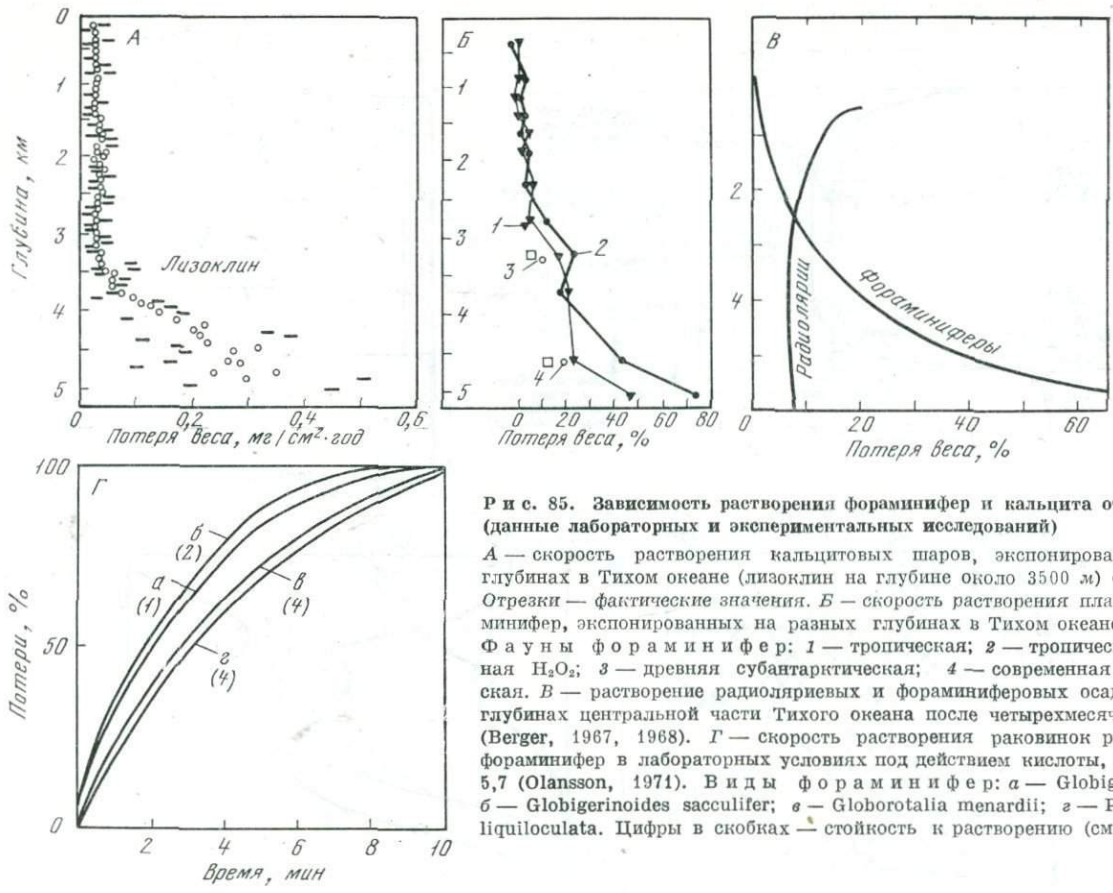


Рис. 85. Зависимость растворения фораминифер и кальцита от условий среды (данные лабораторных и экспериментальных исследований)

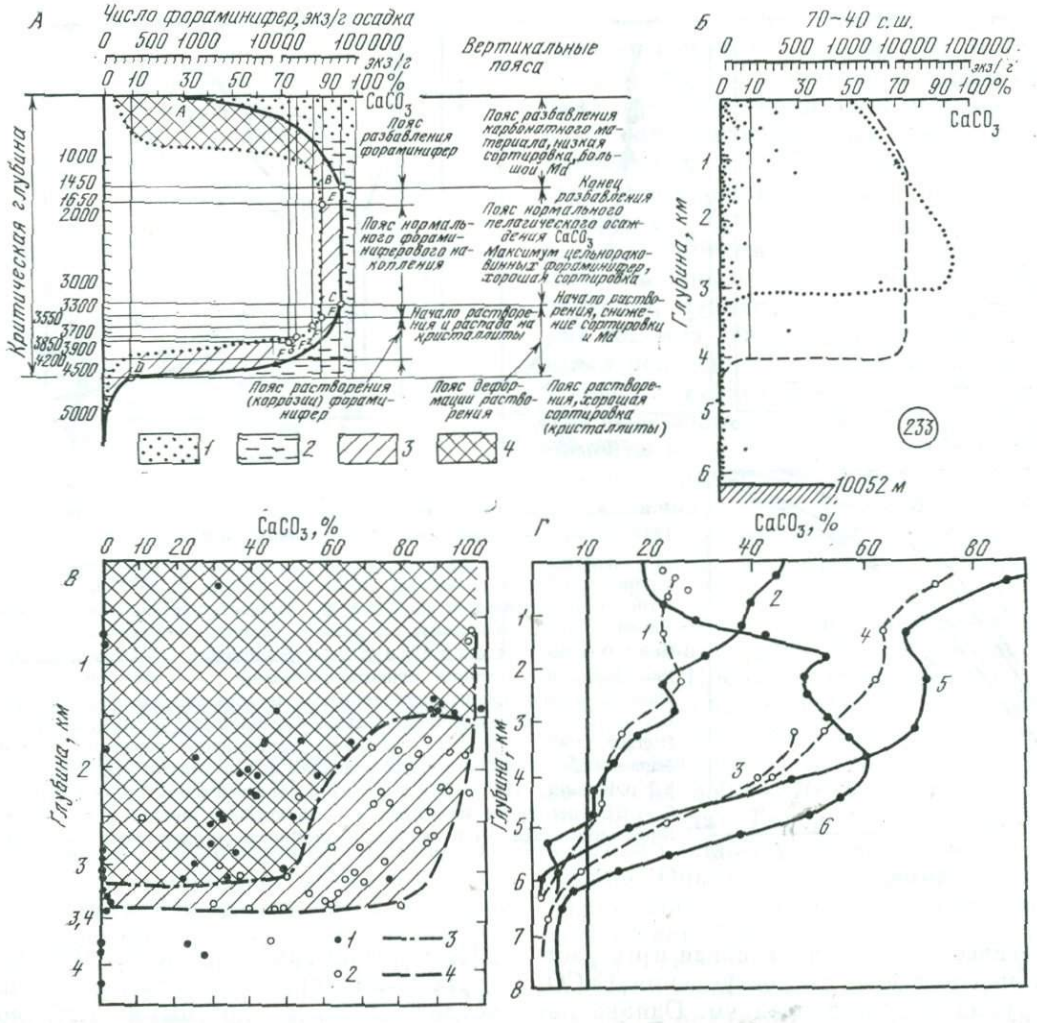
А — скорость растворения кальцитовых шаров, экспонированных на разных глубинах в Тихом океане (лизоклин на глубине около 3500 м) (Peterson, 1966). *Отрезки — фактические значения. Б* — скорость растворения планктонных фораминифер, экспонированных на разных глубинах в Тихом океане (Berger, 1967). Фауны фораминифер: *1* — тропическая; *2* — тропическая, обработанная H_2O_2; *3* — древняя субантарктическая; *4* — современная субантарктическая. *В* — растворение радиоляриевых и фораминиферовых осадков на разных глубинах центральной части Тихого океана после четырехмесячной экспозиции (Berger, 1967, 1968). *Г* — скорость растворения раковинок различных видов фораминифер в лабораторных условиях под действием кислоты, pH среды около 5,7 (Olansson, 1971). Виды фораминифер: *а* — Globigerina bulloides; *б* — Globigerinoides sacculifer; *в* — Globorotalia menardii; *г* — Pulleniatina obliquiloculata. Цифры в скобках — стойкость к растворению (см. рис. 71).

ферв пелагических осадках в связи с их растворением меньше 30%, то поступление $CaCO_3$ компенсируется его растворением. Однако нет оснований считать, что именно при таком содержании $CaCO_3$ наступает компенсация. Кроме того, было установлено, что в глубинных водах большая часть $CaCO_3$ обычно представлена не цельными раковинками фораминифер, а в основном их детритом (который при подсчете не может учитываться), а также и кокколитофоридовым материалом.

После Дж. Меррея и А. Ренара многие авторы вообще отрицали явление вертикальной зональности карбонатонакопления (Pratje, 1932). Почти через 100 лет после плавания «Челленджера» была построена первая кривая распределения компенсационных глубин в одном из районов Тихого океана (Bramlette, 1961). Обобщение данных по вертикальному распределению $CaCO_3$ в Мировом океане показало, что наиболее крутой изгиб огибающая максимальных содержаний карбонатов имеет не на уровне 30%, а на уровне 10% $CaCO_3$ (Лисицын, 1969; Лисицын, Петелин, 1967; Lisitzin, 1972).

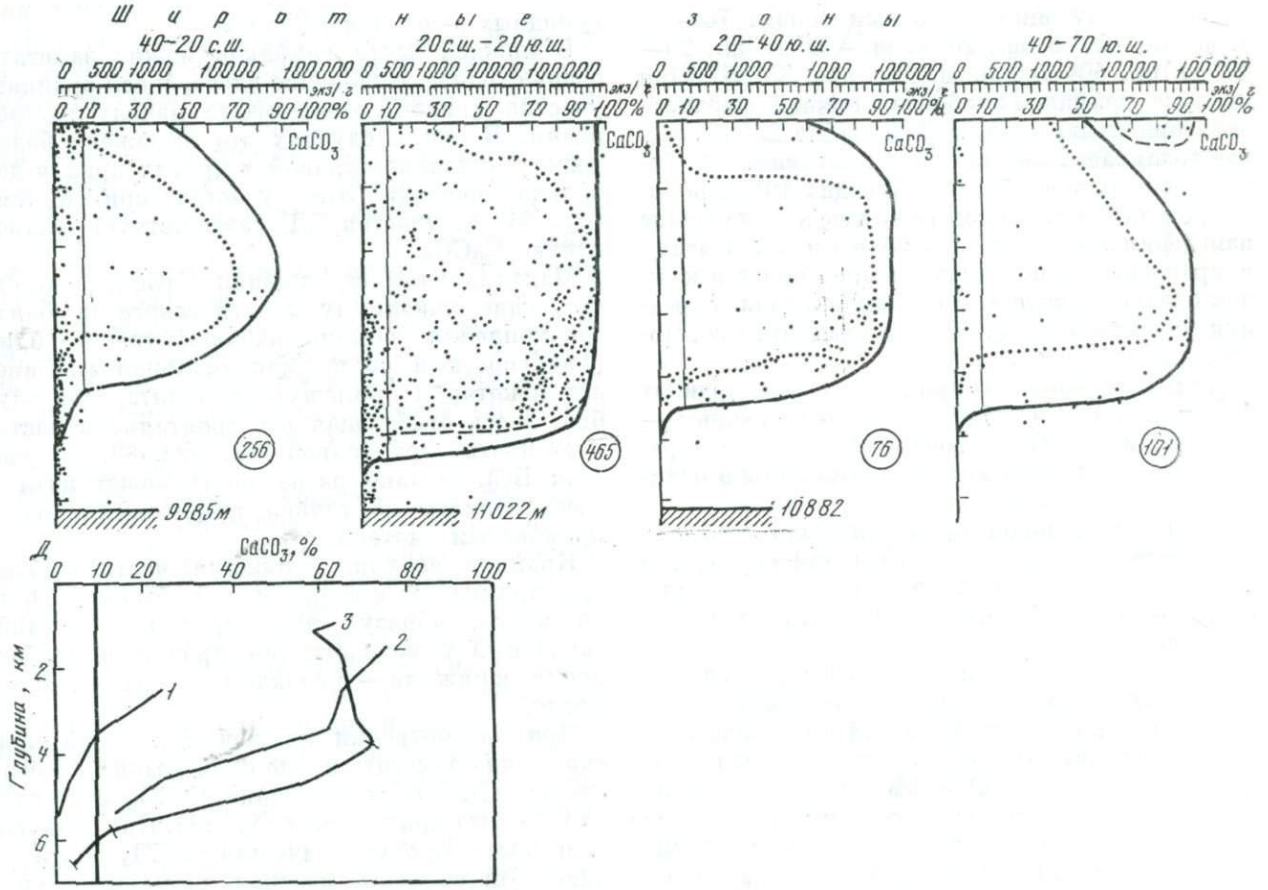
Критической называется глубина (КГ), на которой содержание $CaCO_3$ снижается до менее 10% с ростом глубин (а не до 30%, как у ряда других авторов!), что отвечает смене карбонатных осадков красными глубоководными глинами, а также радиоляриевыми или радиоляриево-диатомовыми илами (рис. 86, *А*). С учетом минерального состава может быть определена критическая глубина для кальцита (КГК) в отличие от критической глубины для арагонита (КГА). Отдельные критические глубины, определенные для зон или квадратов, на картах объединяются, как было мной предложено (Лисицын, 1969), в поверхность критических глубин (КГП). Поверхность изображается с помощью изолиний. При пересечении этой поверхности с поверхностью дна образуется линия критических глубин (КГЛ). КГК меняются не только для разных зон в океанах, они могут различаться в одних и тех же зонах разных океанов, что связывалось с разными темпами поступления и растворения карбонатного материала, с влиянием водных масс разного генезиса, состава и возраста.

Была установлена закономерность, общая для всех океанов,—максимальные значения критических глубин приходятся на высокопродуктивные области экваториальных гумид-



Р и с. 86. Распределение $CaCO_3$ и раковинок фораминифер в донных осадках морей и океанов в зависимости от глубины по широтным зонам (вертикальная поясность карбонатонакопления)

А — принципиальная схема геометрии кривых распределения $CaCO_3$ и фораминифер. *Соотношение шкалы* $CaCO_3$ *и числа раковинок фораминифер на основании числа Шотта. Распределение* $CaCO_3$ *по отдельным станциям показано точками на Б и В. Распределение фораминифер (в тыс. экз/г осадка) дано точечным пунктиром по данным Н. В. Беляевой (1969); максимальные значения* $CaCO_3$ *для данного интервала глубин соединены огибающей сплошной линией. Остальные описания геометрии кривых см. в тексте.* Характеристика материала: *1* — разбавляющий карбонаты терригенный материал, песчаный и грубообломочный; *2 — то же, пелитовый; 3 — тонкий фораминиферовый детрит, кристаллиты, а также кокколиты; 4* — нефораминиферовый карбонатный материал. *Начало растворения фораминифер и стадии деформации фораминиферовых комплексов* (первый — третий лизоклин); F — точка начала растворения (исходная концентрация раковинок 60 тыс. *экз/г* осадка, глуб. 3550 *м*); F^1 — первый (верхний, растворение 10% от исходного числа раковинок) лизоклин, сохраняется 90%, т. е. 54 тыс. *экз/г* глуб. 3700 *м*; F^2 — второй (средний, 50% от исходных) лизоклин, сохраняется 50%, т. е. 30 тыс. *экз/г*, глуб. 3850 *м*; F^3 — третий (нижний, 80% от исходных) лизоклин, сохраняется 20%, т. е. 12 тыс. *экз/г*, глуб. 3900 *м*. *Б* — кривые распределения $CaCO_3$ *по аналитическим данным для Тихого океана. Цифры для отдельных климатических зон: в кружках — количество определений* $CaCO_3$, *около штриховки — максимальная глубина. Остальные обозначения, как на А. В — влияние разбавляющего материала, поступающего с шельфа, на распределение* $CaCO_3$ *в пелагических осадках Панамской котловины (Мооге a. o., 1973); 1 — пробы осадков, полученные ближе 200 км от бровки шельфа; 2* — кривая, искаженная разбавляющим материалом с шельфа; *3* — пробы осадков, полученные на удалении более 200 *км* от *бровки шельфа; 4 — кривая, не искаженная разбавляющим материалом. Г* — кривые вертикального распределения $CaCO_3$ в осадках по данным разных авторов (Murray, Renard, 1891; Pia, 1933, Neeb, 1943): *1 — прибрежные осадки Зондского архипелага; 2* — осадки морей Зондского архипелага; *3* — среднее для глубоководных пелагических (далее 800 *км* от берегов) осадков Мирового океана; *4 — среднее для пелагических осадков; 5* — среднее по данным «Челленджера»; *6* — среднее для Атлантического океана. *Д* — зональный характер распределения $CaCO_3$ *по данным разных авторов, Тихий и Атлантический океаны (Pia, 1933; Revelle, 1944): 1* — Тихий океан (от 50 до 10° с.ш.); *2* — Тихий океан (от 10° с.ш. до 50° ю. ш.); *3* — Атлантический океан



ных зон. Именно здесь «проскок» карбонатного материала в глубины зоны растворения наибольший, т. е. поверхность КГП уходит на максимальные глубины.

Построенные ранее мной графики вертикального распространения критических глубин по зонам и на меридиональных разрезах (Lisitzin, 1972) дали общее представление о поверхности критической глубины, по форме они оказались симбатными глубине насыщения кальцитом, но расположены значительно ниже 100% насыщения. Позднее была построена и схема распределения компенсационных глубин для океанов (Berger, Winterer, 1974), которая в центральных районах соответствует нашим графикам и профилям (Лисицын, 1969), а в прибрежных мне представляется ошибочной, поскольку здесь КГК путается с глубиной разбавления (ГР).

Есть и другой путь определения начала растворения не по валовому содержанию $CaCO_3$, а на основе изучения под микроскопом следов растворения раковинок фораминифер или кокколитов в осадках с разных глубин. Глубина, на которой появляются признаки растворения раковинок, названа глубиной лизоклина (Berger, 1968). Может быть выделена и поверхность лизоклина (ЛП), и линия лизоклина (ЛЛ). Отмечают несколько лизоклинов: из-за большей стойкости к растворению кокколитов сравнительно с фораминиферами следует выделять отдельно лизоклин фораминиферовый (ЛГФ) и лизоклин кокколитовый (ЛГК). Из-за разной стойкости к растворению раковинок различных видов фораминифер необходимо выделять видовые лизоклины. Наконец, в зависимости от сохранности исходных раковинок различают первый, второй и третий лизоклины (см. рис. 86, *А*).

Полное определение лизоклина должно, таким образом, включать группу организмов, вид лизоклина (начальный, главный, нижний) и желательно наименование вида, по которому сделаны определения.

Весь имеющийся надежный аналитический материал по распределению $CaCO_3$ в поверхностном слое осадков океанов (более 10 тыс. анализов) был обработан мной графическим методом по следующим широтным зонам: 70—40° с. ш., 40—20° с. ш., 20° с. ш.—20° ю. ш., 20—40° ю. ш., 40—70° ю. ш. (см. рис. 86, *Б*). При анализе графиков наиболее сложной оказалась экваториальная зона (от 20° с. ш. до 20° ю. ш.), где возникает необходимость выделения еще более дробных зон, соответствующих 10° широты. В пределах этой же зоны произведено изучение изменения критической глубины и в долготном направлении (в пределах четырех полос в каждом океане). После этого устанавливалась средняя критическая глубина по квадратам со стороной 20 и 10°.

Для построения графиков по оси ординат откладывались глубины, по оси абсцисс — содержание $CaCO_3$ в пробах. Результаты определений $CaCO_3$ разными авторами сильно отличаются по точности.

После тщательной проверки было отобрано следующее количество определений $CaCO_3$ для пелагических осадков океанов: Атлантического — 2495, Тихого — 1131, Индийского — 1706 (рис. 87).

Рассмотрение графиков показывает, что в каждой широтной зоне разброс значений $CaCO_3$ в пределах данной глубины или интервала глубин обычно бывает очень значительным — от долей процента до 90—95%. Но при этом на большинстве графиков прослеживается одна и та же закономерность — резкое уменьшение максимальных значений и разброса концентрации $CaCO_3$ на глубинах более 4,5—5 тыс. *м*. На многих графиках видно уменьшение содержания $CaCO_3$ и на малых глубинах шельфа, в других зонах этого не наблюдается.

Если провести в пределах каждой широтной зоны кривую, огибающую самые высокие значения $CaCO_3$, то можно получить представление и о количественной стороне связи $CaCO_3$ с глубиной в разных зонах.

Геометрия кривых вертикального распределения $CaCO_3$ и их интерпретация

Максимальное содержание $CaCO_3$, возможное в пределах данного интервала глубин, зависит от сочетания «прихода» — его поступления в осадки и «расхода» — убыли за счет разбавления или растворения.

Для верхней части кривых (см. рис. 86, *А*), по крайней мере до 3 *км*, растворения не наблюдается и главную роль играет соотношение скорости поступления $CaCO_3$ и разбавляющего материала. Чем разбавление больше, тем больше влево, т. е. к оси ординат, смещается огибающая на участке АВ. Поэтому в аридных зонах, где разбавления практически нет, эта часть огибающей идет вертикально, а в гумидных — отклонена влево.

В нижней части графиков можно заметить очень сходное отклонение влево, к оси ординат, участка кривой, отвечающего началу растворения. В одних случаях это выражено более резко — с изломом кривой, в других кривая довольно пологая. Этот участок кривой (см. рис. 86, *А*, участок СД) соответствует растворению $CaCO_3$.

Максимальные содержания $CaCO_3$, соответствующие максимуму пелагического карбонатонакопления, обычно наблюдаются не близ поверхности и не на максимальной глубине, а в некотором промежуточном интервале глубин, здесь огибающая (ее фронтальная часть) идет почти вертикально (см. рис. 86, *А*, участок ВС). Однако разбавление может идти и здесь, причем не только терригенным, но и кремнистым материалом.

Крайние (верхняя и нижняя) части огибающей примыкают к фронтальной обычно довольно круто, образуя два перелома: верхний, связанный с возрастанием процессов разбавления, и нижний — с началом процессов растворения.

При рассмотрении нижней наклонной кривой можно заметить и еще один резкий перегиб (точка Д), где содержание $CaCO_3$ составляет 10%. Это критическая глубина. При дальнейшем росте глубин снижения $CaCO_3$ почти не идет. Эта сверхкритическая часть огибающей проходит обычно в пределах содержаний $CaCO_3$ от 1 до 5%.

Интервал глубин от точки С до Д соответствует мощности пояса растворения: чем он меньше, тем быстрее идет растворение карбонатов. Глубины, превышающие глубину точки Д, условимся называть сверхкритическими, соответствующие точке Д — критическими.

Темп поступления карбонатного материала, а также разбавляющего зависит от климатической зональности, а темп растворения — от условий в глубинных водах (карбонатная система). В общем случае в высоких широтах темп поступления $CaCO_3$ меньше, а темпы его разбавления некарбонатным материалом и растворения выше, чем в умеренных и экваториальных водах. Чем выше первичная продукция планктона, тем выше темп поступления $CaCO_3$ и тем глубже КГ. На многих кривых выявляется верхний участок, обычно не связанный с основной огибающей и располагающийся на глубинах от 0 (прибрежная зона) до 200—500 *м*, т. е. на шельфе и части материкового склона. Здесь отмечаются отдельные очень высокие,

аномальные для осадков данной зоны, значения содержания $CaCO_3$, связанные с развитием ракушечников, балянусов, коралловых построек, а также отдельных пятен карбонатных фораминиферовых осадков.

Наиболее четко (в виде локальных областей, оторванных от основного поля) такие группы точек прослеживаются в холодных зонах северного и южного полушарий. По мере продвижения в умеренную и тропическую зоны происходит сближение основной огибающей и локальных ареалов, и в аридных зонах они полностью сливаются — карбонатонакопление здесь идет в широком интервале, от береговой черты до критической глубины.

Для северной ледовой зоны данных пока мало, карбонатонакопление идет здесь в интервале 300—400 *м*, но максимальное содержание $CaCO_3$ обычно не выше 50%, чаще всего 10—30%; положение критической глубины определяется ненадежно.

Наиболее четко в аридной зоне выражена кривая в Атлантическом океане. Здесь карбонатонакопление происходит почти без разбавления — от шельфа (включая и Багамскую отмель, Бермудские острова, п-ов Флорида) до критических глубин. Максимальное содержание $CaCO_3$ достигает 90%. В Тихом океане (в западной его части где идет разбавление) основная часть точек ложится левее пунктирной линии. В аридной зоне карбонатонакопление, как и в Атлантическом океане, идет начиная от берега, концентрации $CaCO_3$ также высокие.

Продуктивная экваториальная зона — область наибольших критических глубин, они находятся в пределах 5300—5400 *м*. В Атлантике их максимальное значение (под влиянием Срединно-Атлантического хребта эта область сдвинута в полосу 20—10° с. ш.) достигает даже 6000 *м* — самая большая из известных критических глубин Мирового океана.

По мере удаления от экватора к северу и югу критические глубины уменьшаются, до минимальных значений у берегов Антарктиды. Примечательно, что в области наиболее высокой продукции фитопланктона в Индийском океане, которая отмечается осадками с высшими содержаниями кремнезема, как и в продуктивной экваториальной зоне, критическая глубина несколько увеличивается.

Общее довольно плавное изменение критических глубин в океанах становится очень резким в пределах 20° с. ш.— 20° ю. ш., что совпадает с полосой высоких абсолютных масс $CaCO_3$, а также с кремнистыми и карбонатно-кремнистыми осадками на дне (кроме Атлантического океана, обедненного кремнеземом) в экваториальной зоне.

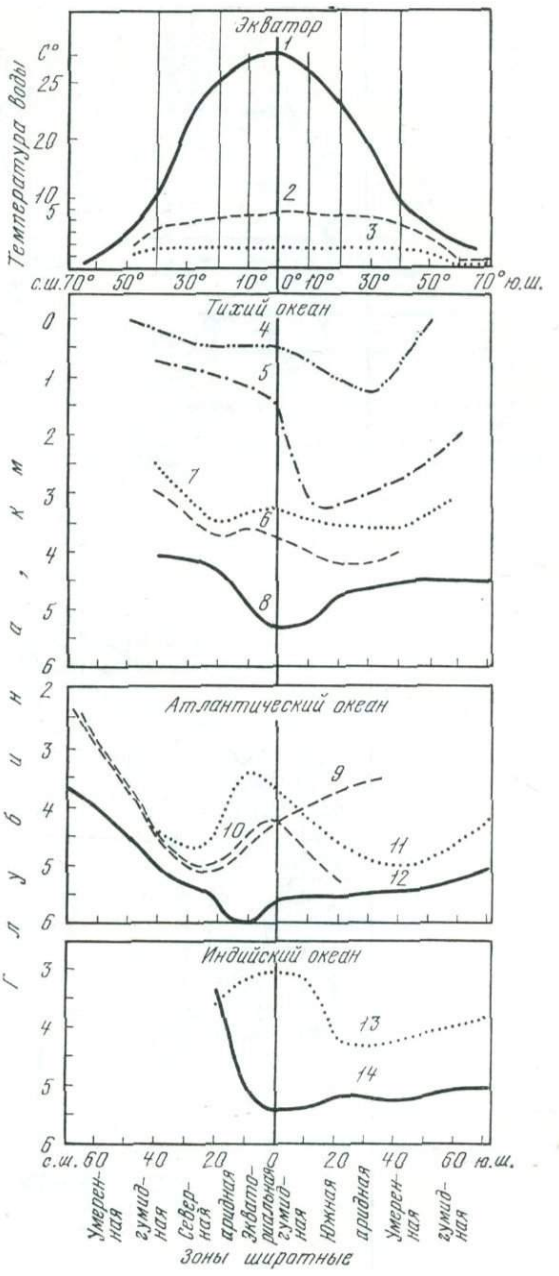
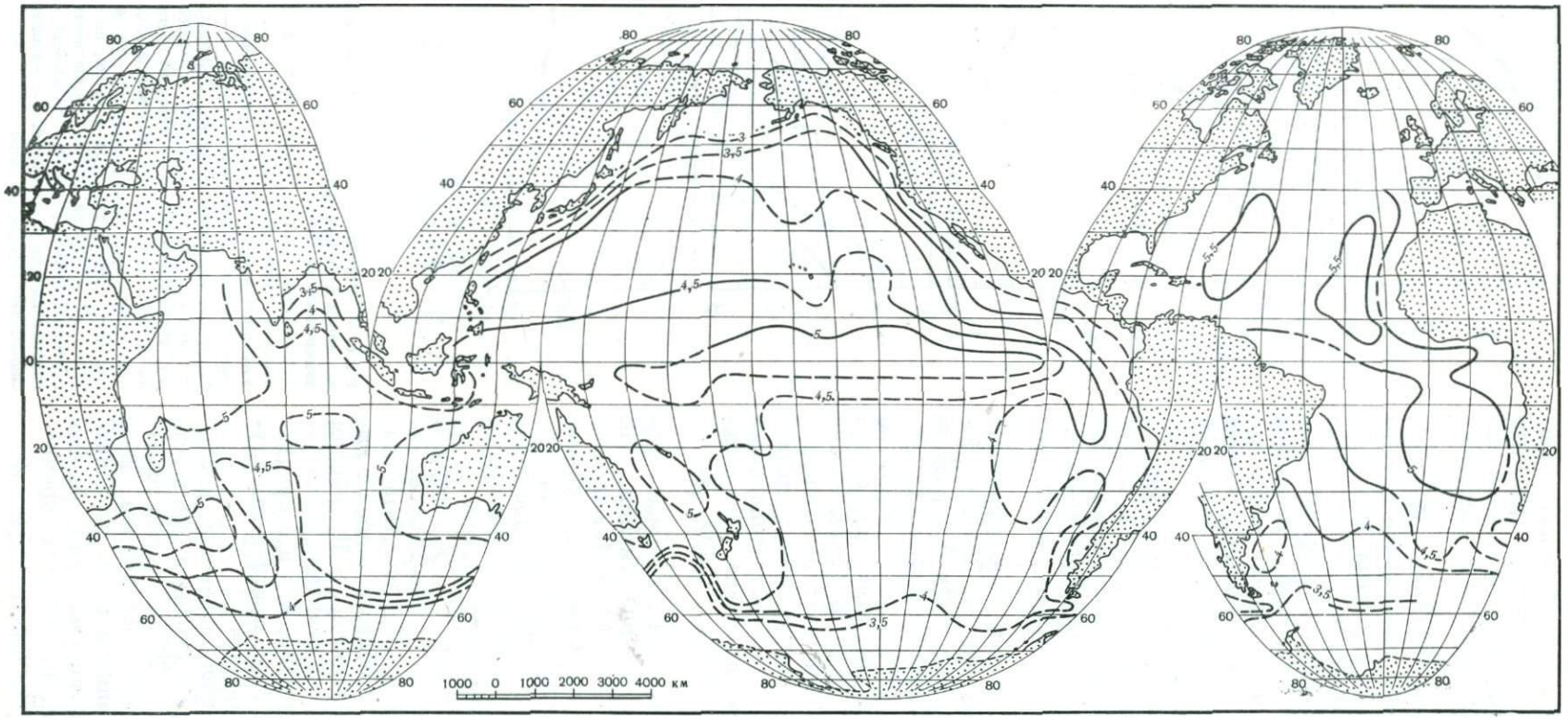


Рис. 87. Вертикальная поясность распределения $CaCO_3$ в осадках морей и океанов в связи с особенностями среды по широтным климатическим зонам

Температура воды в Тихом океане: *1* — поверхностная; *2* — средняя взвешенная для столба воды (поверхность — дно); *3* — придонная. *Показатели карбонатонакопления по отдельным океанам: Тихий океан (4—8)*: *4* — глубина насыщения 100% для арагонита (Hawley, Pytkowitz, 1969); *5* — глубина насыщения 100% для кальцита на разрезе по 170° в. д. (Hawley, Pytkowitz, 1969); *6* — лизоклин (Berger, 1970); *7* — глубина начала растворения; *8* — критическая глубина (Lisitzin, 1971 б); *Атлантический океан (9—12)*: *9* — лизоклин, западная часть (Berger, 1970); *10* — то же, восточная часть (Berger, 1970); *11* — глубина начала растворения: *12* — критическая глубина (Лисицын, 1969); *Индийский океан (13—14)*: *13* — глубина начала растворения; *14* — критическая глубина (Лисицын, 1969)



Р и с. 88. Схема положения критической глубины карбонатонакопления в Мировом океане. Изолинии даны в *км* (Berger, 1974)

На рис. 86, 87, 88 приведены КГ и КГП для всех океанов по новым данным в сопоставлении с глубинами начала растворения (осадочный лизоклин), начала растворения фораминифер (фораминиферовый лизоклин), а также с микрофаунистическим (также фораминиферовым) лизоклином для Тихого и Атлантического океанов.

Можно видеть, что растворение (см. рис. 76, 86, 87) фораминифер и кокколитов (рис. 89) в осадках начинается значительно ниже уровня насыщения, причем величина «проскока» фораминиферового материала в глубь недосыщенной кальцитом зоны без растворения очень велика — до 2 тыс. *м* и более. Положение глубин осадочного и фораминиферового лизоклинов близко, первые признаки растворения фораминифер выявляются раньше. Проникновение карбонатов на разных стадиях растворения, от начала растворения до КГ (*от 500 до 1500 м*),— *это область сильной деформации* танатоценоза. Эмпирически удается установить, что в большинстве случаев КГ совпадают с насыщенностью 50—80%.

На разрезах, выполненных в долготном направлении (с запада на восток), отмечается постепенное уменьшение критических глубин по мере приближения к берегу, что связано с разбавляющим влиянием терригенного материала, а также с повышением содержания $C_{орг}$ и углекислоты в отложениях по периферии океанов. В расположенных здесь котловинах, например в Панамской (см. рис. 86, *В*), критические глубины (3400 *м*) поэтому намного меньше средних зональных.

Из сказанного выше ясно, что КГ — явление не статическое, а динамическое и определяется соотношением абсолютных масс поступления карбонатного материала и абсолютных масс его растворения. Из приведенных карт видно, что над критическими глубинами абсолютные массы $CaCO_3$ (скорости его поступления) тесно связаны с климатической зональностью.

Разброс значений критических глубин на границах абсолютных масс не так велик, как при процентном выражении, поскольку устранено влияние разбавляющего материала; очень четко выделяются зона нормального пелагического карбонатонакопления, точки начала растворения и критическая глубина.

Скорость растворения карбонатного материала

Сведения о скорости растворения $CaCO_3$ на глубинах были получены разными методами: лабораторными опытами, инситными наблюдениями за растворением кальцита на разных глубинах на буйковых станциях (от 0,1 до 0,4 С,

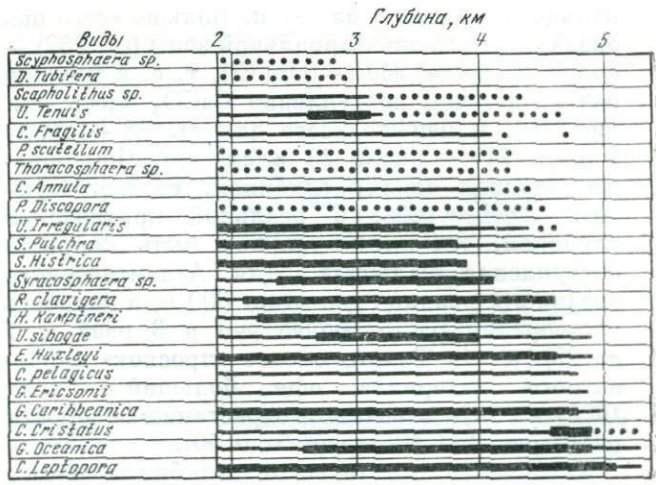


Рис. 89. Распределение разных видов кокколитов в осадках Тихого океана в зависимости от глубины. Точки — отдельные экземпляры (Roth, Berger, 1975)

см. рис. 85, *А*), наблюдениями за растворением фораминифер океанских карбонатных осадков (Berger, 1967), определениями абсолютных масс. Лабораторные опыты по растворению кальцита (Morse, Berner, 1972; Berner, Morse, 1974) показали, что при 25 °С и давлении 1 бар скорость растворения кальцита при изменении ΔpH от 0 до 0,15 растет линейно (см. рис. 83, *Г*), от 0 до 4 *мг/см²·год*, где ΔpH — разность между истинным значением pH (при заданных температуре и давлении) и pH равновесия морская вода — кальцит. Отрицательные значения ΔpH указывают на пересыщение воды кальцитом. При дальнейшем увеличении ΔpH, от 0,15 до 0,24, происходит скачкообразное увеличение скорости растворения на порядок (от 4 до 55 *мг/см² год*).

Критический интервал ΔpH, при котором наблюдается резкое увеличение скорости растворения, был уточнен Такахати (Takahashi, 1975) — 0,08, а не 0,15, как ранее считали.

Интересно сопоставить данные наблюдений за ΔpH в природных условиях океанов с положением критических глубин. На рис. 83, *Г* показаны изменения ΔpH для трех характерных станций в Атлантическом и Тихом океанах. За исключением одной станции в Тихом океане, изменения ΔpH по вертикали почти линейны. Критическое значение ΔpH = 0,08, при котором скорость растворения растет скачкообразно, показано пунктиром. Уровни КГ располагаются ниже линии пересечения кривых изменения pH по вертикали и линии pH, соответствующей 0,08. По пересечению этих двух линий может быть определена реальная скорость растворения

кальцита в каждой из точек. Больше всего она оказалась для экваториальной зоны (ст. 252) — около 50 *мг/см² год* (—0,05 С[1]), т. е. в десятки раз выше, чем поступление $CaCO_3$ здесь (см. рис. 70), и меньше всего для ст. 68 — около 7 и ст. 217 — около 20 *мг/см² год*. Чем больше разница между глубиной, соответствующей $\Delta pH = 0{,}08$, и реальной критической глубиной, тем выше должна быть скорость поступления кальцита. Для Атлантического океана эта разница достигает 800 *м*, а скорость растворения растет более чем в 3 раза (с 7 до 25), а для Тихого океана «проскок» карбонатного материала еще больший — около 1000 *м*, что отвечает возрастанию скорости растворения в 10 раз (с 5 до 50).

Увеличение критической глубины, таким образом, оказывается тесно связанным с увеличением приходной части баланса — скорости подачи карбонатного материала в областях высокой первичной продукции, т. е. в экваториальной и умеренных гумидных зонах.

Приведенные данные о скорости растворения $CaCO_3$ получены в лабораторных условиях при опытах с пелитоморфным кальцитом. В природных условиях карбонатный материал различен по составу и свойствам, особенно важное значение имеют размеры частиц, а также наличие защитных покрытий из органического вещества (ингибиторов). Важное значение приобретает также и фактор времени, в течение которого частица $CaCO_3$ контактирует с агрессивными водами, т. е. положение КГ оказывается связанным со скоростями седиментации. Но наибольший интерес представляют прямые определения, которые могут быть получены из сопоставления карты абсолютных масс $CaCO_3$ (см. рис. 70) и батиметрических карт. Сопоставляя абсолютные массы на разных батиметрических уровнях в пределах одной климатической зоны, где значения КГ сходны (см. рис. 86, 87), можно определить значения скорости растворения на глубинах больше КГ.

Скорость растворения может выражаться или как разность между скоростью пелагического карбонатонакопления (в абсолютных массах) выше уровня КГ и скоростью в данной точке (—С), или с помощью фактора растворения (ФР), который показывает отношение обычной пелагической скорости карбонатонакопления к определенной в данной точке. Например, ФР = 10 показывает, что в данной точке растворение в 10 раз быстрее, чем на уровне, когда появляются первые признаки растворения (осадочного лизоклина).

[1] Абсолютные массы растворения характеризуются отрицательными значениями С.

В экваториальной продуктивной зоне Тихого океана, выше КГ, абсолютные массы $CaCO_3$ находятся обычно в пределах 1,1—1,0 *г/см²*/1000 лет, в области развития красных глубоководных глин — менее 0,01, а местами и менее 0,001, т. е. фактор растворения здесь превышает 100—1000. Скорость растворения составляет 1,1—0,01 = 1,099 *г/см²*/1000 лет, т. е. —1,099 С.

В южной аридной зоне того же океана обычны скорости пелагического карбонатонакопления 0,1—0,5 С, в среднем 0,3 С, ниже КГ они падают до менее 0,01 С. Скорость растворения здесь около —0,299 С, т. е. в 3 с лишним раза ниже, чем в экваториальной зоне, а ФР = 30. Нетрудно видеть, что нижний уровень абсолютных масс $CaCO_3$, к которому приводит растворение во всех зонах, довольно близок — меньше 0,01 С. Главное отличие — в исходных скоростях поступления $CaCO_3$. В Индийском океане для экваториальной зоны характерны те же значения абсолютных масс, что и в Тихом, — 1,1—1,2 С, а для области ниже КГ — менее 0,01, что дает сходные значения ФР (110—120) и скорости растворения (от —1,09 до —1,19 С).

Фации растворения, деформации и разбавления карбонатного материала

Вертикальная зональность распределения $CaCO_3$ вместе с циркумконтинентальной зональностью, а также с поступлением кремнистого радиоляриево-диатомового материала, связанного с климатической зональностью, приводит к тому, что среди карбонатных осадков океанского дна могут быть выделены фации растворения, деформации и разбавления (см. рис. 86, 90—91).

Фации растворения возникают на глубинах больше критической и обычно представлены глубоководными глинами и их разностями, переходными к карбонатам. Внешняя граница этой фации проводится по линии 10% $CaCO_3$, она совпадает с КГ. Напряженность процесса растворения, который приводит к накоплению остаточных (или резидуальных) осадков, в разных местах различна, она количественно охарактеризована скоростями растворения, которые максимальны в высокопродуктивных районах, минимальны — в аридных. Поскольку процесс карбонатонакопления динамичный, часто растворение идет до конца и только наиболее стойкая часть $CaCO_3$ остается в осадке. Для фаций растворения характерно снижение содержания $CaCO_3$ по сравнению с участками, расположенными выше КГ. При растворении $CaCO_3$ элементы и соединения, связанные

в карбонатном материале (главным образом в виде примесей), переходят в воду, т. е. на дне океана происходит известный в коллоидной химии процесс замены среды, что приводит к образованию коллоидов методом конденсации. Этот геохимический процесс имеет огромные масштабы. На обычное накопление на дне терригенного, вулканогенного и кремнистого материала в областях фаций растворения $CaCO_3$ накладывается особый процесс поставки продуктов растворения, что и приводит к накоплению остаточных (резидуальных) отложений красных глубоководных (пелагических) глин. В условиях исключительно медленной седиментации (обычно менее 1 Б) неустойчивость физико-химической обстановки находит отражение в формировании новообразований — конкреций, аутигенных минералов и др. Повышенные концентрации Fe и Mn (в реакционноспособной форме) связаны и с их поставкой с карбонатным материалом, причем в момент перехода Fe и Mn в воду вследствие растворения $CaCO_3$-носителя происходит образование свежих оксигидратов, соосаждение и захват из океанской воды малых элементов (часть малых элементов мигрирует также с карбонатным носителем).

Фации растворения с точки зрения микропалеонтологии или немые или содержат отдельные, наиболее стойкие виды карбонатных организмов, сохранность кремнистых остатков обычно очень плохая.

Фации деформации карбонатных танатоценозов располагаются батиметрически выше фаций растворения — в интервале от КГ до точки начала растворения (литологический лизоклин). По фораминиферам и кокколитам они могут быть подразделены на несколько вертикальных поясов, соответствующих верхнему, главному, и нижнему лизоклинам. Изменения, которые происходят с карбонатным материалом в пределах фации деформации, существенны не только с палеонтологической, но и с литологической точки зрения. Под микроскопом здесь обычно можно наблюдать яркие следы растворения остатков. Происходит постепенная смена комплексов по стойкости к растворению, вплоть до наиболее стойких. Одновременно идет изменение гранулометрического состава — от песчано-алевритового материала в осадках, не затронутых растворением, до пелитового, возникающего за счет распада раковинок на составляющие их кристаллиты. Одновременно с ростом скорости растворения, который получает цифровое выражение методом абсолютных масс, снижается скорость седиментации. Выделение фаций деформации танатоценозов позволяет выявить участки, где исходные комплексы карбонатных микроорганизмов изменены, и, главное, определить, в какой именно степени и что должно учитываться при микропалеонтологических исследованиях. Можно видеть, что площадь участков полного растворения карбонатных остатков, а также их существенной деформации очень велика, она составляет около $^1/_3$ площади дна Мирового океана. С точки зрения геохимического баланса, это участки возврата карбонатов в воду для участия их в последующих циклах седиментации.

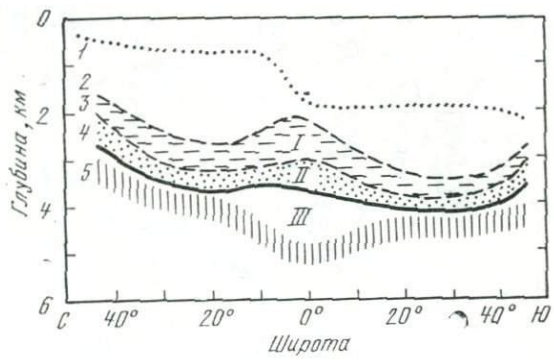


Рис. 90. Сохранность карбонатной микрофауны в зависимости от глубины и широты по Бергеру (Berger, 1971), с изменениями автора

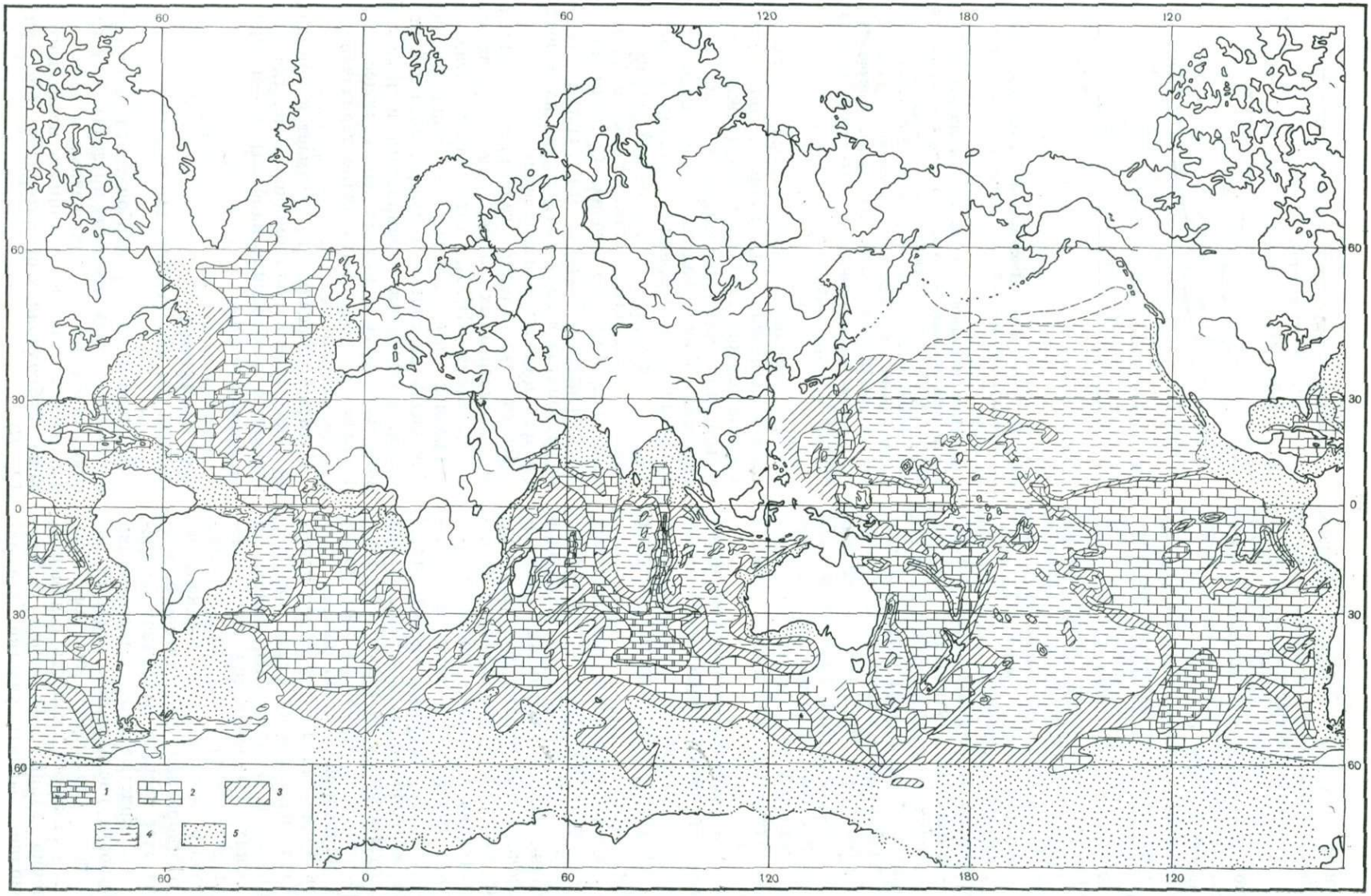
1 — глубина насыщения (для арагонита). Лизоклины (*2*—*4*): *2* — верхний лизоклин — F^1 (см. рис. 86); *3* — средний лизоклин — F^2; *4* — нижний лизоклин — F^3; *5* — критическая глубина карбонатонакопления (содержание $CaCO_3$ менее 10%). *I*—*III* — фации деформации и группы устойчивости к растворению (см. рис. 71,76): *I* — слабая деформация, устойчивость гр. 1; *II* — средняя, устойчивость гр. 2; *III* — высокая устойчивость гр. 3—4

Фации разбавления генетически отличны от рассмотренных выше, они не связаны с растворением $CaCO_3$, хотя также отвечают снижению его процентных концентраций. Как видно из соответствующих разделов этой книги, поступление кремнистого и терригенного материала в разных зонах существенно различно и может быть охарактеризовано по методу абсолютных масс.

Большие площади дна занимает и нормальное океанское карбонатонакопление, где растворение и разбавление карбонатного материала незначительны.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ КАРБОНАТНОГО МАТЕРИАЛА

Крупность частиц карбонатного материала меняется в очень широких пределах — от гравийно-галечного для ракушечных и некоторых мшанковых осадков до тонкого пелитового и даже субколлоидного материала (см. рис. 12, *Б*).



Р и с. 91. Схема фаций деформации, растворения и разбавления карбонатного материала в осадках морей и океанов

Фации деформации танатоценозов: *1* — слабая (растворение 10% от исходного числа раковинок); *2* — средняя (то же, 50%); *3* — сильная (то же, 80%); *4* — фация растворения карбонатного материала танатоценозов (сохранение около 10% от исходного $CaCO_3$); *5* — фация разбавления $CaCO_3$ (обломочно-глинистым и кремнистым материалом)

В пелагических осадках $CaCO_3$ тяготеет к двум основным группам фракций: в одних случаях — к песчаным, крупноалевритовым, в других — к пелитовым (рис. 92). Образование первой группы связано с исходными размерами раковинок фораминифер. Если условия для сохранения раковинок в осадках неблагоприятны, начинается их разрушение до размеров слагающих их микрокристаллов. При этом максимум карбонатного материала перемещается из песчано-алевритовой части осадка в пелитовую (вторая группа). По мере приближения к критической глубине «пелитизация» карбонатного материала становится все более полной; песчано-алевритовая часть снижается за счет распада на кристаллиты, хорошо видные под сканирующим микроскопом, одновременно усиливается и его растворение.

На промежуточных глубинах — от начала растворения (около 4 тыс. *м*) и до критической — можно встретить многочисленные переходы первой группы ко второй. В ряде мест (особенно в северной части Индийского океана, на меридиональном разрезе до Калькутты) можно видеть (см. рис. 12, *Б*) образование двухвершинных гистограмм карбонатного материала, связанных с разрушением их песчано-алевритовой части, т. е. с растворением и одновременным ростом пелитовых частей.

Кроме фораминифер в образовании пелагических карбонатных осадков заметную роль играют и кокколитофориды, которые попадают в основном в пелитовые фракции.

В шельфовых областях состав карбонатного материала разнообразен — от крупных глыб кораллового известнякового материала, биоконгломератов, оолитов, цементационных корок до тончайших илов и арагонитовых песков. Для всех этих карбонатных осадков типичны небольшие площади распространения, очень сложное распределение как по площади, так и по гранулометрическому спектру.

При пелагическом карбонатонакоплении формирование гранулометрического состава карбонатных осадков происходит существенно иначе, чем терригенных. Расстояние от берегов на гранулометрию биогенных осадков не влияет. Главное значение имеет исходная крупность панцирей и раковинок, степень их сохранности, динамика среды осадконакопления. Два первых фактора определяются климатической зональностью.

Влияние циркумконтинентальной зональности проявляется через уменьшение глубин в области материкового склона и шельфа, с чем связана смена карбонатных осадкообразующих организмов, а отсюда и гранулометрии осадков.

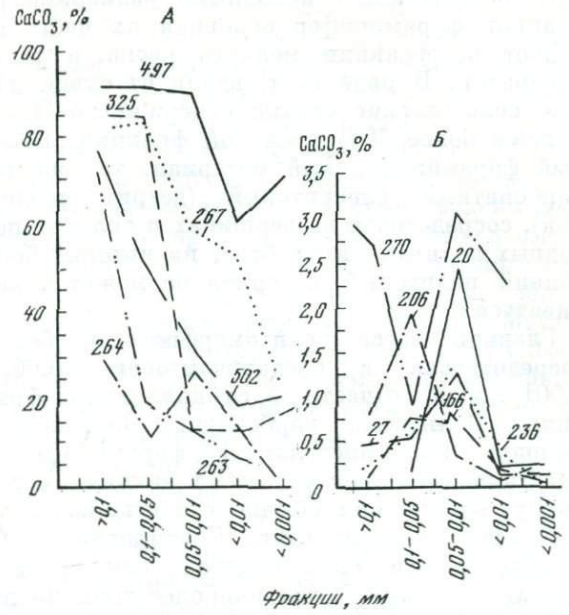


Рис. 92. Типы распределения $CaCO_3$ по фракциям донных осадков Индийского и Тихого океанов

А — простой тип, обогащение песчано-алевритовых фракций (пелагические осадки, глубины меньше 4000 *м*). *Б* — сложный тип, обогащение пелитовых фракций, распад раковинок фораминифер, частичное растворение $CaCO_3$; цифры — номера станций Антарктической экспедиции на д/э «Обь»

В отличие от терригенного материала, для которого глубина не имеет особенного значения, карбонатные частицы чувствительны к растворению. Здесь возникают процессы, которые не имеют места при терригенной седиментации. В общем их можно свести к пелитизации исходного песчано-алевритового осадка и растворению размерных фракций. Первичное осаждение раковинок происходит по законам механической дифференциации, свойственным любому материалу; после отложения раковинок происходит процесс их химического измельчения. Чем глубже в зону растворения проникает карбонатный осадок, тем больше пелитизация, тем больше потерь исходного карбонатного вещества. Наконец, на критических глубинах $CaCO_3$ практически не прослеживается, встречаются лишь фрагменты раковинок особой стойкости. Критические глубины — разные для арагонита, магнезиального кальцита и кальцита и меняются в зависимости от стойкости раковинок.

Формирование гранулометрических спектров карбонатных осадков, таким образом, во многом отличается от формирования терригенных, оно связано с климатической и вертикальной зональностью. Влияние зональности накладывается на механическую дифференциацию.

В соответствии с исходными размерами раковинок фораминифер основная их часть попадает во фракции мелкого песка, а также алевритов. В ряде мест, вдали от суши, донные пелагические осадки содержат до 30—50 и даже более 50% песчаной фракции. Песчаный фораминиферовый материал, так же как карбонатный алевритовый (детрит раковинок), сосредоточен на вершинах и склонах подводных поднятий и хребтов, на которых более тонкий пелитовый материал не может накапливаться.

Главная масса пелитоморфного карбоната сосредоточена в среднепелитовой (0,005—0,001 *мм*) и отчасти в субколлоидной фракциях. Пелитовые карбонатные осадки, состоящие из кристаллитов фораминифер и пластинок кокколитов, имеют высокую сортировку, однако они обычно отсортированы хуже глубоководных глин. Сортировка карбонатных пелагических осадков, как правило, низкая: S_0 более 5, что наиболее типично для 49% проб, хорошая ($S_0 = 1—2$) встречается всего в 4%, средняя (S_0 от 2 до 4) — в 25,7% проб.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КАРБОНАТОВ

Закономерности изменений минерального и химического состава карбонатов донных осадков морей и океанов определяются несколькими факторами.

1. Наиболее распространены на шельфах, материковом склоне и в пелагиали биогенные карбонаты. Лишь в отдельных местах аридных зон к ним прибавляется еще хемогенное (или химико-биологическое) карбонатонакопление, в отдельных местах также терригенное.

2. Минеральный и химический состав карбонатных отложений определяются поэтому составом скелетных образований организмов (табл. 26), а чаще всего — сочетанием остатков нескольких групп организмов, входящих в танатоценозы.

3. Из трех главных минералов карбонатных пород — доломита, кальцита и арагонита — в современных осадках встречаются только два последних. Доломит в пелагических отложениях встречается крайне редко. Отдельные находки его связаны с терригенным (ледовым, эоловым) переносом или с процессами катагенеза (в кернах бурения).

4. В пределах верхней батиметрической ступени океана — шельфа и верхней части материкового склона (до 3,5 *км*)—можно отметить зональность минерального состава карбонатов. В ледовых зонах карбонаты встречаются обычно

Таблица 26

Минеральный и химический состав карбонатных скелетов организмов в %

Составлена по данным К. Чейва, Р. Ревелла, Р. Фейрбриджа и К. Вольфа (Chave, 1954; Revelle, Fairbridge, 1957; Lowenstam, 1954; Wolf a. o., 1971)

Карбонатные организмы	Минеральный состав			Химический состав	
	арагонит	кальцит	магнезиальный кальцит	$MgCO_3$	$SrCO_3$
Фораминиферы					
бентические	Р	—	О	0,3—15,9	—
планктонные	—	О	—	0,3—0,9	—
Губки	—	—	О	5,5—14,1	<0,4
Кораллы					
альционарии	Р	—	О	6,5—14,9	—
мадрепоровые	О	—	—	0,12—0,76	0,5—1,5
Мшанки*	О	—	Р	Средняя около 4	0,4—1,0
Брахиоподы	—	О	Р	(от 3 до 8) средн. 4,0	<0,25
Иглокожие	—	—	О	4,5—11,7	
Моллюски					
гастроподы	О	О	—	0,71—2,4**	0,2—0,4
пелециподы	О	О	—	1,3—2,8**	0,2—0,4
цефалоподы	О	—	Р		
Аннелиды	О	—	О	1,0—10,8	0,45—1,1
Артроподы (членистоногие)					
декаподы					
остракоды	—	О	Р	—	—
усоногие раки (балянусы)	—	О	Р	—	—
Водоросли					
бентические	О	—	О	До 36,3***	Около 3—4
планктонные	—	О	—	—	—

* При температуре вод более +5° С — арагонит, при более низкой — кальцит и магнезиальный кальцит.

** Для раковинок кальцитового состава, для арагонитовых обычные значения — 0,09—0,27%.

*** Для литотамния среднее 12%, для зеленой водоросли халимеда — 0,02—1%.

Р — редко, О — обычно.

в виде примеси, с доминированием кальцита. В умеренных зонах — также господство кальцита, но отмечается и арагонит (моллюски, мшанки). В аридных зонах — преобладание арагонита и магнезиального кальцита (коралловые постройки, хемогенный арагонит и ооли-

ты, птероподы). В экваториальной зоне — также преобладание арагонита и магнезиального кальцита. Закономерно изменяющиеся от полюса к экватору минералогические зоны карбонатов биполярны.

5. По вертикали удается проследить три закономерно сменяющихся уровня карбонатных минералов — верхний, средний и нижний. Верхний уровень (шельф — до глубин 200 *м*)— с максимальным разнообразием карбонатных минералов. Средний (глубины от 0,2 до 3,5 *км*)— переходный, где нестойкие карбонатные минералы — магнезиальный кальцит и арагонит — растворяются частично или полностью, причем разнообразие минералов сокращается. Нижний, *пелагический уровень — на глубинах более* 3,5 *км* и вплоть до критических, где господствует один карбонатный минерал — кальцит. В соответствии с положением критических глубин для арагонита и магнезиального кальцита нижняя граница их распространения закономерно увеличивается от полярных областей к экватору, где и имеет место самое глубокое проникновение карбонатных минералов верхней ступени в пелагиаль. В ледовых и холодных частях умеренных зон КГ арагонита и Mg-кальцита выходит на поверхность, и в донных осадках эти минералы не сохраняются даже на шельфе. Нетрудно заметить, что и минеральный состав биогенных карбонатов тесно связан с климатической и вертикальной зональностью.

6. Ясно прослеживается зональность и хемогенных карбонатов. Они встречаются исключительно в аридных зонах, на глубинах до 15—20 *м*. Из минералов карбонатов главное значение имеет арагонит. Так же как и карбонатный материал коралловых построек, хемогенный карбонатный материал на большие глубины проникать не может.

7. Зональна также и поставка терригенного карбонатного материала, связанного с эоловым или ледовым переносом. В гумидных зонах в корах выветривания карбонаты быстро растворяются и во взвеси в океаны почти не поступают (кроме отдельных участков, граничащих с горными областями). Терригенные карбонаты — индикатор механической дезинтеграции в пределах ледосбора, среди минералов важное значение приобретает доломит.

Для биогенных карбонатов, составляющих до 95% от всех карбонатных отложений океанов, типично преобладание $CaCO_3$ (до 90—98%); максимальное содержание $MgCO_3$ составляет 36,6%, $SrCO_3$—до 10—14%. Из других элементов больше всего содержится Fe (до 6,3% Fe_2O_3) и P (до 5—12% P_2O_5 в апвеллингах). Все остальные элементы составляют в современных карбонатных осадках доли процента.

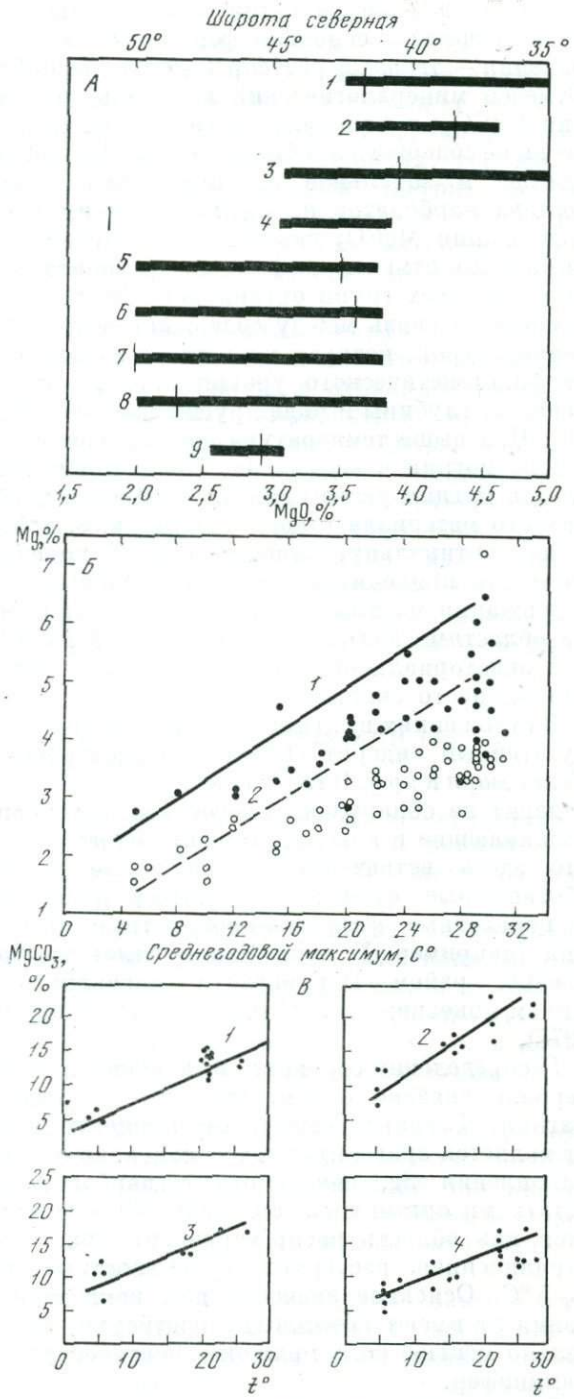
$MgCO_3$ в виде самостоятельных минералов не встречается, основная форма его распространения — твердый раствор в молекуле $CaCO_3$. Отмечен минералогический контроль содержания $MgCO_3$: в молекуле арагонита Mg практически не содержится (обычно меньше 1% $MgCO_3$). Отсюда и зональное изменение химического состава карбонатов на шельфе: максимальные содержания $MgCO_3$ связаны с кальцитом, минимальные отмечаются в зонах арагонита. При этом для всех групп организмов (см. табл. 26) отмечается связь между содержанием $MgCO_3$ и температурой, которая меняется в зависимости от филогенетического уровня организмов, солености, глубины и ряда других факторов (рис. 93). Чем выше температура, тем больше содержание магния в кальцитах. Присутствие даже следов магния резко снижает стойкость карбонатного материала к растворению, т. е. влияет и на вертикальную зональность. В конечном счете это приводит к тому, что максимальные содержания магния оказываются ограниченными областями кальцитовых отложений шельфа, а в экваториальной зоне — и верхних частей материкового склона.

В отложениях шельфов, а также морей найден аутигенный сидерит (Балтийское, Северное и Белое моря и др.). В глубоководных отложениях сидерит не обнаружен. Своеобразные условия, возникающие в апвеллингах, приводят к тому, что здесь встречаются карбонатные осадки, обогащенные фосфором, а также фосфориты и переходные фосфатно-карбонатные отложения (например, Уолфиш-Бей в Атлантическом океане, район Перуанского апвеллинга в Тихом океане; см. Сенин, 1971; Батурин, 1975).

Распределение стронция в карбонатном материале связано с тем, что он — антагонист магния. Главным минералом концентратором Sr является арагонит. Отсюда основная область накопления Sr, связанного с карбонатными остатками организмов (см. табл. 26), очерчивается как область распространения арагонита, ограниченная изотермой поверхностных вод +5 °C. Основное значение для концентрирования Sr имеют коралловые постройки, значительно меньше роль мшанок и бентических фораминифер.

Среди элементов-примесей примечательно почти постоянное обогащение кальцита планктонных фораминифер Cu (0,001—0,003%), Sr (0,11—0,14%; см. Krinsley, 1960) и, по-видимому, Ba. Сходные содержания этих элементов определены в арагонитовых раковинках птеропод и являются сингенетичными примесями.

Часто приводятся анализы фораминифер из донных осадков или фораминиферовых отложений, которые показывают, что карбонатный



Р и с. 93. Климатическая зональность и зависимость содержания магния в скелетных остатках организмов от температуры вод

А — зональность распределения видов мшанок (Ectoprocta) на шельфе Северной Америки (толстые линии) и содержание MgO в их карбонатных постройках (тонкие вертикальные линии) (Schopf, Manheim, 1967). В и д ы: *1* — Bugula turrita; *2* — Membranipora Lacroixi; *3* — Bugula simplex; *4* — Tubulipora liliacea; *5* — Eucratia loricata; *6* — Porella smitti; *7* — Idmonea atlantica; *8* — Rhamphostomella bilaminata; *9* — Flustra foliacea. *Б* — изменение содержания магния в зависимости от средней годовой температуры для кораллиновых водорослей; *1* — по Чейву (Chave, 1954); *2* — по Миллиману и др. (Milliman a. o., 1971). Черные точки — химические определения, кружки — количественные рентгеновские определения.

В — зависимость содержания $MgCO_3$ от температуры вод. К а р б о н а т н ы е о р г а н и з м ы (Chave, 1954): *1* — фораминиферы; *2* — известковые водоросли; *3* — черви; *4* — морские ежи

материал фораминифер якобы является носителем большого количества элементов. Так, по данным Н. В. Беляевой (1973), при растворении 1 *т* раковинок фораминифер в донные осадки переходит следующее количество элементов (в *г*): Si—15 850; Al—7960; Ti—790; Fe—5150; Mn—150; Mg—25 870; V—220; Cu—30, Pb—30.

Для выяснения вопроса о первичном захвате этих элементов из воды или об их связи с терригенными взвесью и материалом фораминиферовых отложений необходимо сопоставить матрицы терригенного материала пелагических осадков или матрицу глинистых сланцев и глин континентов (см. табл. 2) с соответствующими отношениями для фораминиферового материала. Из сопоставления матриц, а также путем нормализации содержаний элементов к алюминию (как наиболее стойкому элементу в условиях пелагиали) удается установить, что главная часть элементов, безусловно, связана с терригенным материалом (соотношения между главными элементами — терригенные). При сопоставлении нормализованных значений удается выяснить, что из указанных выше элементов концентрируются (по сравнению с терригенным материалом) следующие элементы: Sr (в 43 раза), Mg (в 14 раз), Mn (в 2 раза), Ti (в 2 раза), Fe (в 1,2 раза). Эти особенности необходимо учитывать и при интерпретации данных других исследователей (Виноградов, 1967; Krinsley, 1959, 1960; Emiliani, 1955b). Изучение корреляционных отношений между элементами в карбонатных осадках экваториальной части Тихого океана (Burnett, 1975) показало тесную связь между $CaCO_3$ и Mg и Sr. Сильные корреляционные связи отмечаются также для K, Rb и Ba, Ca, Ni. Отношение K и Rb в карбонатах равно 159, что ниже, чем для осадочных отложений суши (см. табл. 2) — глин и глинистых сланцев, а также пелагических осадков. При карбонатонакоплении, таким образом, происходит обогащение осадков Rb относительно K. Корреляционные связи $CaCO_3$ с Ba, Ca и Ni оказываются сильнее, чем с элементами, к которым Ca ближе в геохимическом отношении (Ca и K). О связи Ba с биогенным материалом писали многие авторы. Неожиданным оказывается накопление Ni при карбонатонакоплении. Если это не местный феномен, то в истории Ni биогенный процесс имеет существенное значение.

КАРБОНАТЫ В КЕРНАХ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Результаты изучения карбонатов в кернах глубоководного бурения (Initial Reports..., 1969—1976) из всех океанов и морей сводятся в конспективной форме к следующему.

1. Наиболее распространены, как и в современных осадках, мергелистые отложения с содержанием $CaCO_3$ от 30 до 70%; чистые карбонаты, содержащие более 90% $CaCO_3$, встречаются много реже.

2. Литификация карбонатов незначительна, большая часть отложений, вплоть до нижнемеловых,—рыхлые или слегка уплотненные илы, свидетельствующие о том, что в субаквальных условиях рыхлая текстура осадков сохраняется на протяжении десятков и сотен миллионов лет. Литификация встречается избирательно, с образованием в рыхлых отложениях отдельных прослоев известняков, нередко небольшой мощности, а также в виде постепенного уплотнения всей осадочной толщи.

3. Наиболее развиты в пелагических древних карбонатных толщах два типа отложений — фораминиферовые и кокколитовые, т. е. планктогенные. В третичных осадках встречены почти чистые кокколитовые илы.

4. Как и для современного карбонатонакопления, наибольшие абсолютные массы $CaCO_3$ имеют место в трех продуктивных поясах, наименьшие — в аридных и ледовых.

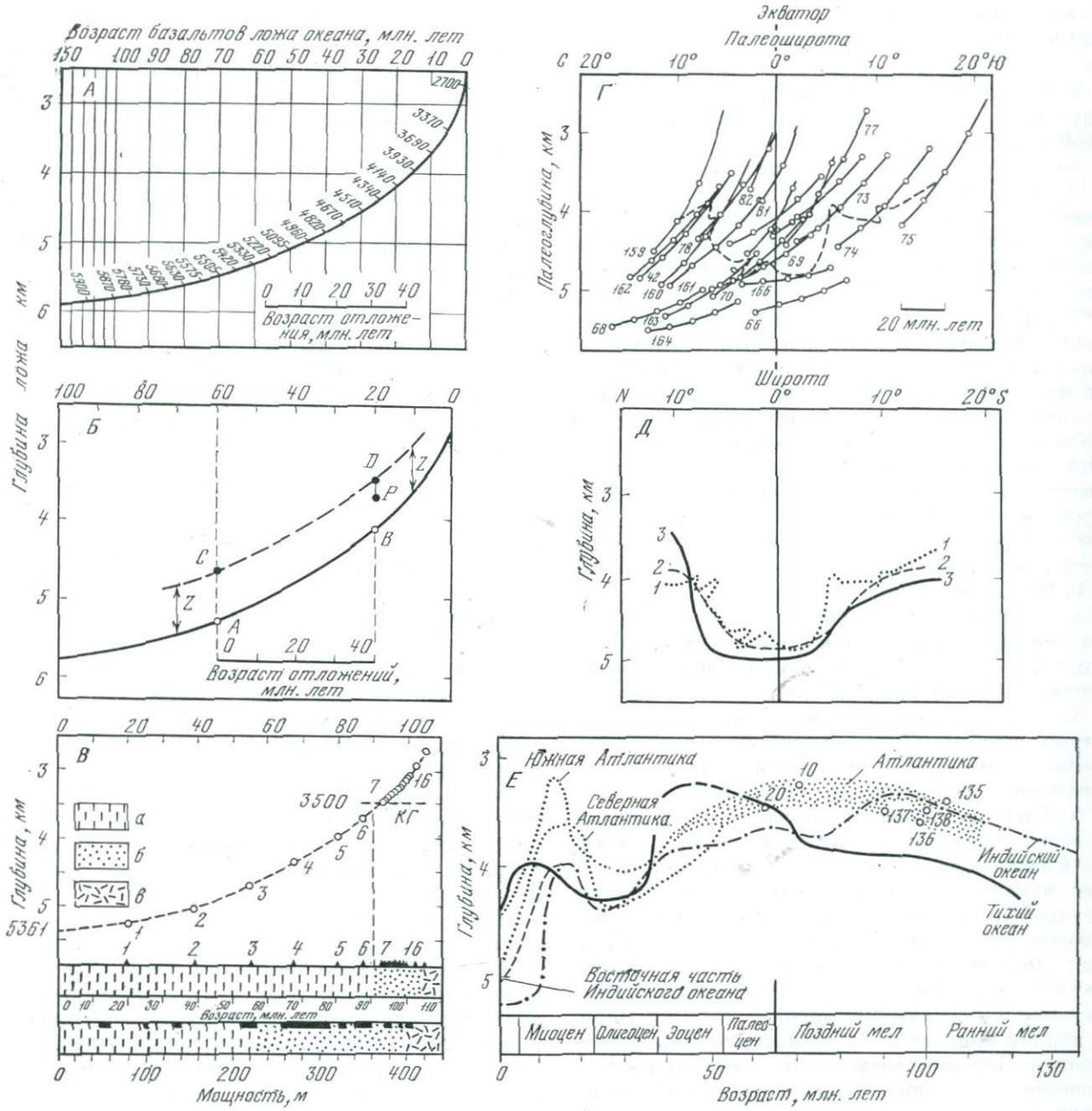
5. Главным минералом древних карбонатных отложений и пород, до верхней юры, повсеместно в пелагических частях океанов, как и сейчас, является кальцит. Увеличения его магнезиальности во времени, как это предполагалось многими исследователями, обычно не происходит. Доломит встречается на горячих контактах с интрузиями — силлами — толеитовых базальтов (поступление магния из базальтов) и при его приносе с эоловым или ледовым материалом. Высокомагнезиальные кальциты в карбонатах из кернов очень редки. В небольших количествах отмечен родохрозит.

6. Как и для современных осадков, для мезозойских и кайнозойских карбонатов отмечается явление критической глубины, выражающееся в смене карбонатных отложений на бескарбонатные. Вопрос об изменениях критической глубины относится к числу наиболее важных, поскольку с ним связаны такие коренные представления геологии, как изменение уровня океанов, постоянство состава океанской воды (при его изменении должно происходить одновременное изменение критической глубины во всем Мировом океане).

К р и т и ч е с к а я и к о м п е н с а ц и о н н а я п а л е о г л у б и н ы в о к е а н а х г е о л о г и ч е с к о г о п р о ш л о г о. Изучение осадков, осадочных пород и иловых вод из кернов бурения убедительно показывает, что существенных их изменений, которые можно было бы связать с диагенезом, на протяжении последних 100 млн. лет почти не происходит. Поскольку состав поровых вод отвечает составу океанской воды, можно утверждать, что сколько-нибудь заметных ее изменений в мезо-кайнозое не происходило. Этот вывод очень важен для использования карбонатной системы в качестве возможного индикатора глубины и температуры.

Определение критической палеоглубины осложняется тем, что, в соответствии с новыми данными геофизики, по мере удаления от срединных хребтов (области генерации океанической коры) происходит постепенное увеличение глубин дна. Это связано с утолщением и утяжелением коры по мере удаления от хребта, в процессе расширения дна океанов. Утяжеление приводит к компенсационному опусканию участков плит. Удалось построить средние кривые изменения глубин по нормали к хребту, сначала теоретические, а затем подтвержденные многочисленными натурными данными для всех океанов (рис. 94).

При осадкообразовании в гребневой части хребта средняя глубина составляет 2700 *м*, здесь идет отложение карбонатных осадков, распространены участки, лишенные осадочного покрова. По мере удаления от оси хребта в связи с погружением плиты происходит увеличение глубины, пропорциональное возрасту (рис. 94, *а*). Можно вычислить теоретически, на каком расстоянии от конкретного хребта глубина дна будет равна критической, т. е. где при дальнейшем раздвижении и погружении плиты произойдет смена карбонатных осадков на бескарбонатные. При определении критической глубины необходимо сделать поправку на мощность осадков, накопившихся на поверхности плиты (рис. 94, *Б*). Такого рода реконструкции, выполненные для серии кернов в пределах одной обширной океанской плиты, дают возможность восстановить положение критической глубины в связи с динамикой развития ложа океана и его осадочного покрова (рис. 94, *В—Е*). Нужно иметь в виду, что речь идет о теоретической выровненной поверхности ложа, реально же сейсмопрофилирование показывает, что его поверхность неровная, изобилует поднятиями и горами. Поэтому практическое определение критических глубин много сложнее. Увеличение глубин по мере удаления от срединных хребтов отмечается во всех океанах, но в ряде случаев оно осложнено явлениями второго и более мелкого порядка. Механизм постепенного погружения плит может объяснить



Р и с. 94. Критические глубины карбонатонакопления в океанах геологического прошлого по данным бурения

А — изменение глубины базальтового ложа (идеализированная кривая) по мере удаления участка плиты от области генерации коры — срединного хребта. Исходная глубина гребня хребта — 2700 *м* (Sclater a. o., 1971). *Б* — принцип определения палеоглубин на основе данных по изменению глубины ложа океана (сплошная линия) (Berger, Winterer, 1974); Z — мощность осадочной толщи, С — современная глубина дна, А — глубина ложа. *В* — палеоглубина ложа 40 млн. лет, Д — палеоглубина поверхности осадочной толщи 40 млн. лет, Р — то же, с исправлением на изостатическое погружение. *В* — палеоглубины и критическая глубина для керна ст. 137 (современная глубина 5361 *м*, мощность осадков 397 *м*, возраст 105 млн. лет) (Berger, Winterer, 1974). Литология керна в масштабах возраста (верхняя колонка) и мощностей (нижняя колонка): *а* — глубоководные глины; *б* — карбонатные илы; *в* — базальты ложа; черные отрезки — участки исследования, КГ 90 млн. лет (сеноман) — около 3500 м. *Г* — сопоставление палеоглубин и палеоширот для серии кернов из тропической части Тихого океана. Цифры у скважин, точки на линиях—интервалы времени в 10 млн. лет, крайние левые из этих точек — современный возраст и широта. Пунктирная линия соединяет границы между карбонатными осадками и красными глинами (Berger, Winterer, 1974). *Д* — сопоставление среднего положения критических глубин на широтном разрезе через Тихий океан от 100 до 150° з. д. для разных этапов геологической истории (Berger, Winterer, 1974): *1* — третичное время соответствует пунктирной кривой на Г; 2 — постэоценовое время; *3* — современное положение. *Е* — сводный график изменения критической глубины карбонатонакопления в океанах за 150 млн. лет (Van Andel, 1975). Заштрихован участок КГ для мезозоя — нижнего кайнозоя Атлантического океана, цифры — номера опорных скважин

смену карбонатных осадков, залегающих в основании разреза (самых древних и относительно мелководных), на более молодые бескарбонатные, отвечающие возрасту прохождения участка дна через зону КГ. Реально же в кернах отмечаются неоднократные смены карбонатных осадков и красных глин. Появление мелких прослойков и слоев небольшой мощности можно объяснить местными осцилляциями дна.

Весьма существенным является вопрос: не происходит ли при прохождении через области КГ *полного растворения накопившейся толщи* карбонатных отложений, учитывая их рыхлость и *проницаемость для агрессивных вод*?

При растворении карбонатного материала накапливаются глубоководные глины — образования типичных фаций растворения, которые закрывают защитным слоем верхнюю часть карбонатной толщи, делая ее малопроницаемой для агрессивных вод. Только в условиях сочетания агрессивной среды с очень большой подвижностью вод, при которой пелитовый материал уносится, т. е. при скоростях более 10 *см/сек* (см. рис. 7, *А*), возможно удаление глинистого покрова и растворение толщ карбонатных осадков. Это приводит к возникновению региональных несогласий, к образованию толщ с переотложенной фауной, когда нерастворимые (*в основном кремнистые*) *остатки из растворяющейся* и частично размывающейся толщи накапливаются одновременно с нормально осаждающимися сверху. В отличие от обычного размыва это явление можно назвать химическим размывом карбонатов, что подчеркивает сочетание растворения и высокой подвижности вод, которыми удаляются продукты растворения. Этот механизм — один из основных при образовании региональных несогласий. Положение компенсационной (содержание $CaCO_3 < 30\%$) палеоглубины в Тихом океане для последних 50 млн. лет закономерно менялось во времени в связи с общими изменениями климата. Закономерное увеличение компенсационной глубины *началось около* 35 млн. лет назад, одновременно с началом похолодания, и достигло максимума *около* 25 *млн. лет назад* (*опускание до* 4,8—5,5 *км* экваториальной части Тихого океана). Затем, до позднего плиоцена, *продолжался* постепенный подъем уровня компенсационной глубины с новым опусканием во время кайнозойского оледенения. Данные о положении компенсационной глубины в эоцене сильно расходятся (от 3,3 до 5 *км*), и, по-видимому, необходимы дополнительные исследования.

Поскольку, как было показано выше, положение критической глубины определяется соотношением скорости поступления $CaCO_3$ и скорости его растворения, в геологическом прошлом можно ожидать изменения обоих этих показателей. Прямые определения скорости седиментации $CaCO_3$ показали, что ее изменения в экваториальной зоне Тихого океана синхронны изменениям компенсационных палеоглубин. Резкое увеличение компенсационной глубины на границе эоцена — олигоцена (около 35 млн. лет назад) происходило одновременно с ростом в 2—3 раза скорости седиментации $CaCO_3$ в экваториальной зоне Тихого океана, а также с расширением *зон более чем в 2 раза*. *Причины этих* колебаний компенсационной глубины кроются *в изменении продуцирования* $CaCO_3$ *и не связаны* с изменениями глубины океана, которые должны быть синхронными для всех трех океанов (Heath, 1969; Berger, 1973).

Синтез данных о положении компенсационной глубины для всех океанов для последних 150 млн. лет (см. рис. 94, *Е*) приводит к заключению о симбатном ходе кривых. Современная компенсационная глубина — наибольшая из наблюдавшихся в ходе геологической истории. Для мезозоя — начала кайнозоя во всех океанах характерно положение компенсационной глубины почти на 1,5 *км* выше современного ее уровня, причем существенных изменений уровня на протяжении мезозоя не отмечается. В *отличие от современного положения критическая* глубина в Тихом океане была больше, чем в Индийском и Атлантическом. Одновременное погружение уровня компенсационной глубины почти на 1000 *м* на границе эоцена — олигоцена большинство авторов связывают не с изменением объема (глубины) океана, а с захватом большей части карбонатного материала для отложения $CaCO_3$ в мелководных морях (этот этап совпадает с трансгрессией в тропических зонах, где возможно карбонатонакопление). Современное глубокое положение компенсационной глубины связывается с минимальной площадью тропических морей. Несомненно, что вовлечение мелководных областей в карбонатонакопление связано также и с климатом: при прочих равных условиях, до оледенения площади *карбонатонакопления были значительно* шире, чем после похолодания.

Из этих кратких замечаний можно заключить, что положение компенсационной глубины (и располагающейся несколько глубже КГ) находится в зависимости от сложного сочетания факторов, влияющих на продуктивность океанов, на скорости растворения $CaCO_3$, а также факторов тектонических (трансгрессии и регрессии) и климатических, имеющих общепланетарные масштабы. Это один из важнейших показателей палеосреды, геохимический репер.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРЕМНЕЗЕМА И ЕГО ГЕНЕЗИС В ВОДЕ, ВЗВЕСИ И ДОННЫХ ОСАДКАХ

Всесторонние исследования количественного распределения и качественного состава кремнезема во взвеси и донных осадках Мирового океана, проведенные в последние годы, указывают на его биогенную природу.

Зная количество аморфного кремнезема (опала) в донных осадках или взвеси, можно судить об участии в осадкообразовании различных организмов-кремненакопителей. Для определения содержания опала в осадках предложены три метода — химический, рентгеновский и ИК-спектроскопия. Для изучения качественного состава кремневых остатков необходимо их микроскопическое исследование.

Основной метод определения содержания $SiO_{2\ аморфн}$ во взвеси и донных осадках — химический, с применением двукратной 5%-ной содовой вытяжки. Этот же метод широко используется в СССР для анализа древних пород (Методы изучения осадочных пород, 1958; Пономарев, 1951). В небольших масштабах использован рентгеновский метод определения опала (Calvert, 1966), а в последние годы — ИК-спектроскопия (Левитан и др., 1975). Препараты взвеси подвергались микропалеонтологами тщательному микроскопическому исследованию, с определением видов диатомовых и силикофлагеллят (Козлова, 1964; Козлова, Мухина, 1966), радиолярий (Петрушевская, 1961, 1967, 1973; Кругликова, 1966). Для осадков Тихого океана такие подсчеты выполнены Риделем (Riedel, 1959).

РАСТВОРЕННЫЙ КРЕМНЕЗЕМ В МОРСКОЙ ВОДЕ

В океанах содержание растворенной формы кремнезема практически повсеместно превышает содержание взвешенной в 5—50 раз. Даже в наиболее продуктивных районах во время «цветения» диатомовых взвешенной кремнекислоты в 3—4 раза меньше, чем растворенной. Эти цифры относятся к поверхностному слою вод, на глубинах разница между взвешенным и растворенным кремнеземом еще больше.

Максимальное содержание Si в морской воде обнаружено в Беринговом море, где оно достигает 20 000—27 000 *мкг/л*, а в антарктических водах 3600 — 12 000 *мкг/л*. В аридных зонах содержание растворенного кремнезема в поверхностных водах океана ничтожно.

Единственной формой существования растворенного кремнезема в океанах является кремниевая кислота [$Si(OH)_4$], очень слабая и практически не диссоциирующая в воде. Кремний в основном находится в мономерной, а не в коллоидной форме, как считали ранее. Кремниевая кислота полимеризуется с образованием полимеров типа $Si_4O_8(OH)_2^{2-}$. При pH около 8 и средней концентрации Si в воде 10^{-4} *молей/л* концентрация полимеров составляет $10^{-13,5}$ *молей/л* (Burton a. o., 1970).

Интересные данные о растворимости различных минералов Si приведены Р. Волластом (Wollast, 1973):

	Растворимость, *миллимоли/л*
Кварц	0,086—0,10
Тридимит	0,63
Кристобалит	1,00
Аморфный кремнезем	1,75—1,84
Силикагель тонкий	2,34

Примечание. Растворимость для морской воды приводилась к температуре 25°С и давлению 1 *атм*.

Растворимость увеличивается с ростом температуры и pH. Природные концентрации кремния в водах никогда не достигают концентраций, использовавшихся в лабораторных опытах, и потому эти данные не могут переноситься на условия океана. Ряд авторов, исходя из экспериментов, предполагают образование аутигенного кварца в морских осадках (Harder, Fleming, 1970; Mackenzie, 1971; Heath, Moberly, 1971).

Имеющийся фактический материал по изучению кварца в поверхностном слое осадков, а также в колонках и кернах бурения, однако, противоречит этим гипотезам. Кварц не только не образуется аутигенно в верхних слоях осадков, но и крайне медленно — обычно более чем за 10—100 млн. лет — возникает из кристобалита в процессе диагенеза в кернах бурения.

Поскольку главная часть кремнезема в океанах связана с биосом, экстракция растворенного Si и перевод его в панцири происходят только в верхних слоях воды (для диатомовых водорослей в слое от 0 до 100 *м*), где имеется достаточное количество света. В пределах пояса достаточной обеспеченности светом (все зоны, кроме ледовых) закономерности распределения фитопланктона, в котором главную роль играют диатомовые, определяется, как уже отмечалось, поступлением богатых биогенами вод в зону фотосинтеза. Такие условия существуют далеко не везде. Как видно из данных по первичной продукции, возникают три пояса высокой продукции, связанные с глобальными дивергенциями: два — в умеренных зонах и один — в экваториальной. Дивергенции умеренных зон

возникают главным образом из-за термических причин — сильного охлаждения вод на шельфах и их опускания на глубины (образование антарктической и арктической придонной водной массы). На место опускающихся вод поднимаются к поверхности глубинные воды, обогащенные биогенами. В умеренных зонах этот процесс происходит сезонно — при охлаждении вод осенью—зимой идет их опускание, что приводит к подтоку биогенов и цветению фитопланктона осенью (начало охлаждения до появления льдов) и весной (после таяния льдов). Таков, в частности, механизм обогащения поверхностных вод, приводящий к образованию диатомовых осадков, в Беринговом и Охотском морях. Изучение гидрологической обстановки, взвеси и донных осадков убеждает в том, что не халистазы или какие-то другие особые системы циркуляций, а именно термический режим в сочетании со световым имеет главное значение для возникновения дивергенций и их фиксации в виде кремнистых осадков на дне (Лисицын, 1966).

Скорость подъема вод, необходимая для обеспечения высокой продукции, невелика — от 0,3 до 30 *м/год*, при среднем значении 7—10 *м/год* (Stommel, 1958). При таком значении среднее поступление за счет подъема вод составит 2×10^{-12} *молей/сек · см²*, а за счет диффузии — $1{,}2 \times 10^{-12}$ *молей/сек · см²*. На основе теоретических подсчетов, подъем глубинных вод в Атлантическом океане приблизительно в 3 раза ниже, чем в Тихом (Wollast, 1973), по *проведенным мной подсчетам абсолютных масс* — в 1,5 раза.

Широкую известность в литологии получили данные К. Бина и др. (Bien a. o., 1959) об удалении кремнезема, поступающего в океан с речными водами, путем сорбции на минералах, а также при синтезе минералов, который якобы имеет место близ мест впадания рек в океаны. Однако последние данные и эксперименты показали, что неорганическим путем может осаждаться в океанах 10—20% растворенного в речных водах кремнезема (Schink, 1967). Специальные исследования донных осадков близ устьев Амазонки (Ryther a. o., 1967), Колумбии (Steffanson, Richards, 1963), Ганга, Брахмапутры (собственные данные) и других рек, поставляющих много кремнезема, не дали доказательств абиогенного его осаждения.

АМОРФНЫЙ КРЕМНЕЗЕМ ВО ВЗВЕСИ

Поверхностные воды

Содержание взвешенного $SiO_{2\ аморфн}$ в поверхностных (0—5 *м*) водах Мирового океана, по данным более 300 анализов, показано на рис. 95. Каждое определение сепарационной взвеси относится не к отдельной точке, а является интегральной пробой для отрезка пути судна длиной 200—1000 *км*. Сборы взвеси относятся в основном к весенне-летнему сезону южного полушария.

При пересчете концентрации кремнезема на проценты к сухому веществу его содержание меняется в широких пределах — от 0 до 30—35%, т. е. в поверхностных водах встречается слабокремнистая (10—30%) $SiO_{2\ аморфн}$ и кремнистая (более 30%)взвесь (Безруков, Лисицын, 1960). Значения концентрации $SiO_{2\ аморфн}$ распределяются закономерно: выделяется южный пояс кремнистой взвеси, опоясывающей весь земной шар, гораздо более слабый — экваториальный и северный, прослеживающийся в северной части Тихого океана. Огромные пространства между этими поясами заняты водами, содержащими во взвеси менее 0,5% опала.

При пересчете концентрации $SiO_{2\ аморфн}$ на объем воды, из которой получена взвесь (в *мкг/л*), отмечаются некоторые отличия в деталях, связанные с изменением концентрации взвеси, однако основные зоны обогащения вод биогенным опалом остаются теми же. Его содержание колеблется, по нашим определениям, от 0,13 до 1086 *мкг/л*.

Как показывает микроскопическое исследование, наиболее распространенными кремнистыми организмами взвеси являются диатомовые водоросли (рис. 96). Сопоставление рис. 95 и 96 показывает, что при всех отличиях в деталях *отмечается и генеральная связь: пояса* кремнистой взвеси совпадают с поясами массового развития диатомовых, что указывает на их доминирующую роль.

Как показали лабораторные эксперименты, Si необходим диатомовым не только для построения панциря, без него не идет деление клеток диатомовых, нарушаются главные функции клеток — синтез белков, фиксация P и др. Кремнезем, таким образом, играет фундаментальную роль в метаболизме. Организмы могут усваивать Si только в виде мономерной кислоты, при этом он не может быть заменен никакими другими элементами со сходными свойствами (Lanning a. o., 1958; Durley, Volkani, 1969; Kamatani, 1971; Coombs, Volkani, 1968).

Вторым важнейшим продуцентом аморфного кремнезема во взвеси являются радиолярии — простейшие организмы зоопланктона.Они относятся к классу саркодовых и подразделяются на четыре отряда: насселлярия, феодария, спумеллярия и акантария. Единственным отрядом, представители которого встречаются в массе в донных осадках на разных широтах, являются насселлярии. Отряд феодарий (Решетняк, 1966) отличается крупными (до 1 *см*, изредка до 10 *см*)

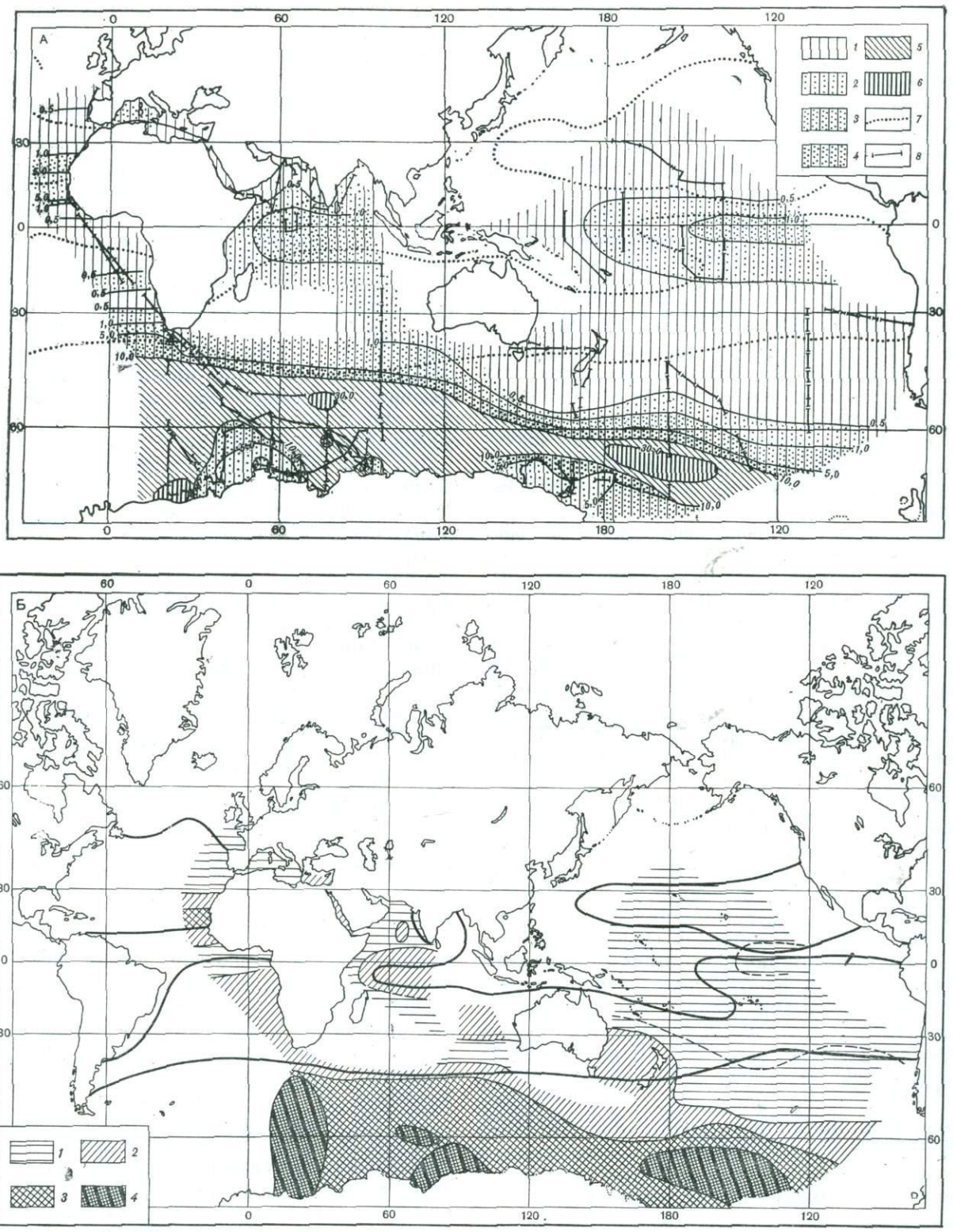
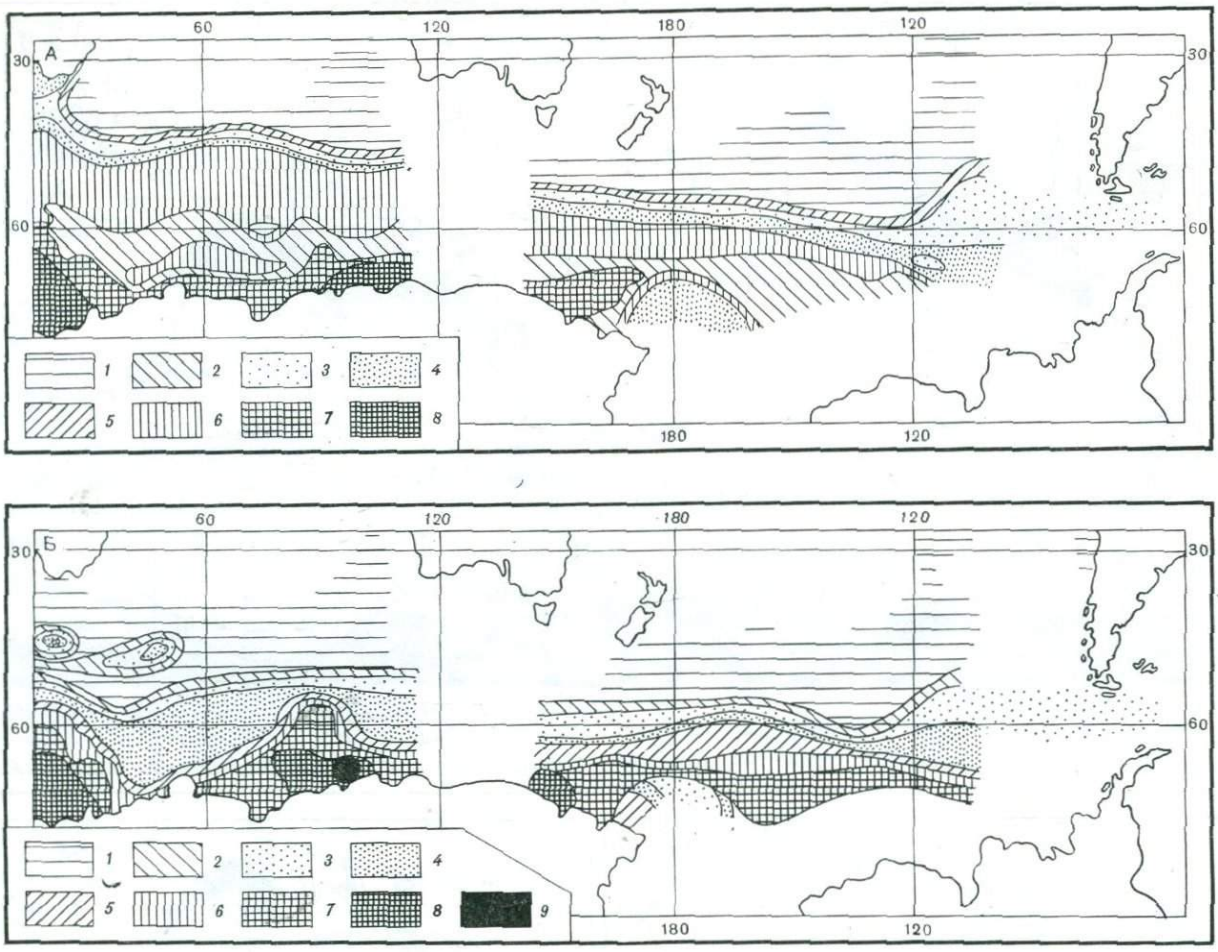


Рис. 95. Распределение SiO_2 аморфн во взвеси из поверхностного слоя вод морей и океанов

А — содержание в % на воздушно-сухой материал (сепарационные пробы): *1* — менее 0,5; *2* — от 0,5 до 1; *3* — от 1 до 5; *4* — от 5 до 10; *5* — от 10 до 30; *6* — более 30. Прочие обозначения: *7* — граница климатических зон; *8* — участки отбора проб. *Б* — содержание в *мкг/л* (сепарационные пробы): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 100; *4* — более 100



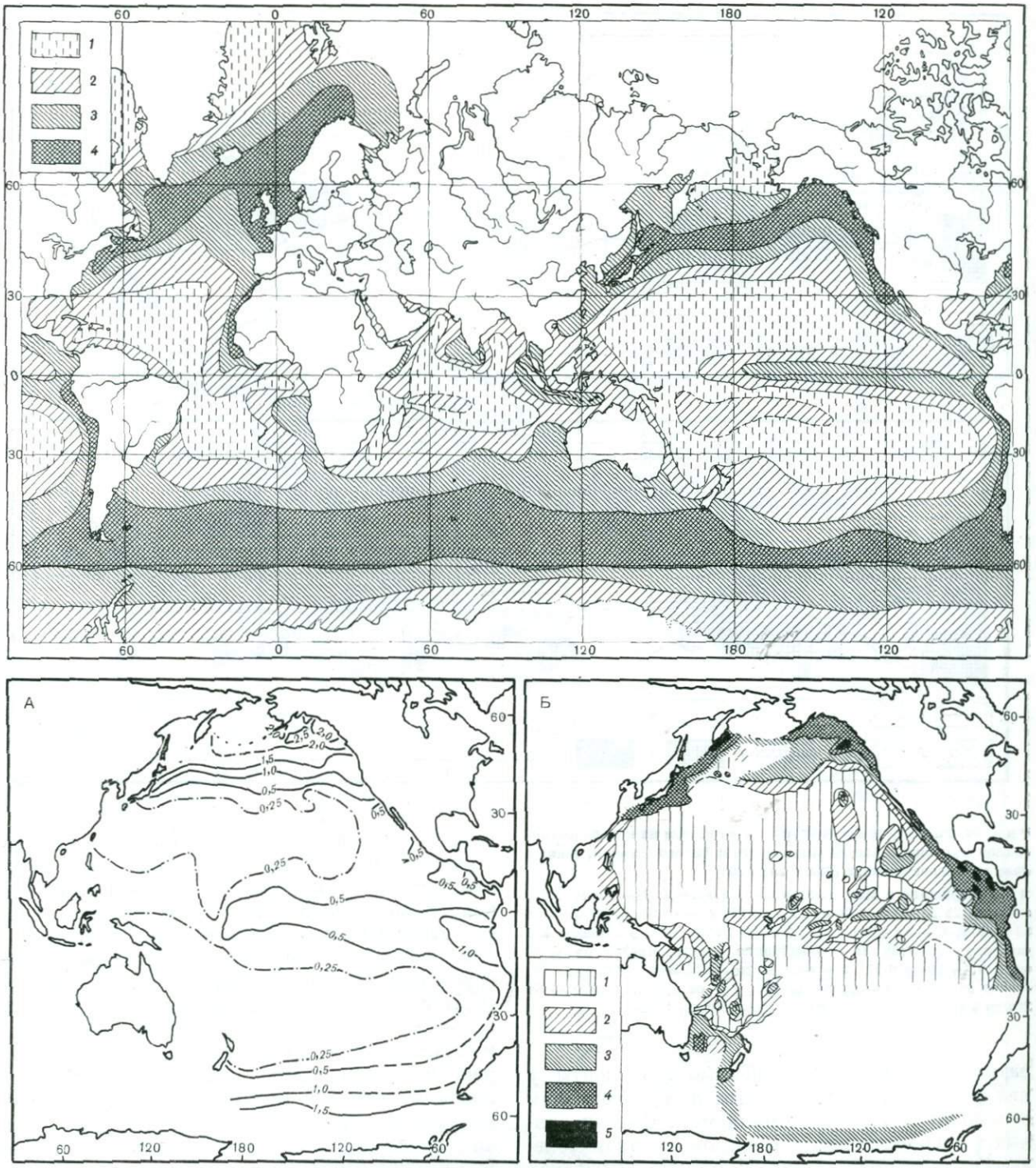
Р и с. 96. Распределение диатомовых во взвеси из поверхностного слоя вод южных частей Индийского и Тихого океанов, южный пояс кремненакопления (Козлова, 1964)

А — содержание в млн. клеток на 1 *г* взвеси: *1* — менее 6,25; *2* — от 6,25 до 12,5; *3* — от 12,5 до 25; *4* — от 25 до 50; *5* — от 50 до 100; *6* — от 100 до 200; *7* — от 200 до 400; *8* — более 400 (максимально 583). *Б* — содержание в млн. клеток на 1 $м^3$ воды: *1* — менее 6,25; *2* — от 6,25 до 12,5; *3* — от 12,5 до 25; *4* — от 25 до 50; *5* — от 50 до 100; *6* — от 100 до 200; *7* — от 200 до 400; *8* — от 400 до 800; *9* — от 800 до 1000

размерами раковинок, скелетные элементы у них очень нестойкие, полые и в ископаемом состоянии почти не сохраняются. Сводки данных о распределении насселлярий в планктоне, взвеси и осадках даны М. Г. Петрушевской (1961), а для колонок осадков и кернов бурения — В. Риделем (Riedel, 1959). Вопреки установившемуся мнению, радиолярии распространены от Арктики до Антарктики, но наиболее многочисленны в экваториальной зоне. Во взвеси из экваториальной части Тихого океана их содержание составляет около 16 тыс. *экз/м*^{3}, в антарктических водах — всего десятки и сотни экземпляров на 1 $м^3$. Четкой границей резкого изменения количественного распространения и качественного состава радиолярий является антарктическая конвергенция (ее положение близко к изолинии средней годовой температуры воздуха и воды 0 °С).

На долю диатомовых приходится более 90% современного кремненакопления. На втором месте по значению стоят радиолярии, на третьем — силикофлагелляты (они встречаются в количестве от 0 до 111 тыс. *клеток/м*^{3} в умеренных и холодных водах). Северный и южный пояса кремнистой взвеси — в основном диатомовые с примесью радиолярий, в экваториальном поясе резко возрастает роль радиолярий. Все три группы кремнистых организмов в минимальных количествах встречаются в аридных зонах океана (прекращение доступа биогенов галоклином, трофический лимит), а также в ледовых (световой лимит).

Для оценки вклада каждой из трех групп организмов в образование кремнистой взвеси было проведено сопоставление двух основных областей кремненакопления в Тихом океане — антарктической и экваториальной (табл. 27).



Р и с. 97. Зависимость первичной продукции биогенного кремнезема и органического вещества от содержания минеральных солей в поверхностных водах

Продукция биогенного кремнезема в *г/м²/год* (абсолютные массы за год, определенные по первичной продукции $C_{орг}$ и отношению $SiO_{2\ аморфн}/C_{орг}$ во взвеси): *1* — менее 100; *2* — от 100 до 250; *3* — от 250 до 500; *4* — более 500 (Lisitzin, 1974).

На врезках:

А. Содержание фосфатов (в *мкг-атом/л*), зима северного полушария (Тихий океан, 1967).

Б. Продукция органического вещества фитопланктона в *мг С/м³·день* для Тихого океана: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 100; *5* — более 100 (Кобленц-Мишке, 1965)

Таблица 27

Численность кремнийконцентрирующих организмов и их соотношение во взвеси с поверхности Тихого океана *

Кремнистые организмы	Южная умеренная (субантарктическая) область			Экваториальная зона		
	численность	% от общей численности	соотношения, вес. %	численность	% от общей численности	соотношения, вес. %
Диатомовые	6 767 256	99,44	99,8	8625	31,86—75,84	1,1—35,8
Радиолярии	Десятки-сотни	—	0,01—0,1	Несколько сотен — 16 000	2,64—59,10	68,8—98,8
Силикофлагелляты	38 100	0,56	0,1	2448	9,04—21,52	0,1—2,0

* Для составления данной таблицы были использованы материалы М. Г. Петрушевской (1961) и О. Г. Козловой и В. В. Мухиной (1966).

По весу панцирей их можно расположить в таком порядке: силикофлагелляты: диатомовые: радиолярии —1 : 5 : 250. Пользуясь этими приближенными соотношениями, можно подсчитать приблизительные весовые соотношения кремнезема, заключенного в панцирях различных организмов в поверхностной взвеси.

Концентрация (в %) кремнезема во взвеси зависит не только от исходного количества кремнистых организмов, но и от разбавления терригенным (в северной и южной умеренных зонах) или карбонатным (в экваториальной зоне) материалом. При пересчете в единицы открытой системы (в *мг/л*) влияние разбавления устраняется.

Мной было показано, что у диатомовых водорослей между весом кремниевого панциря и весом протоплазмы существует довольно постоянное отношение, которое может быть выражено через величину $SiO_{2аморфн}/C_{орг}$. Для диатомовых водорослей среднее значение этого отношения составляет 2, 3, а для диатомовой взвеси из Антарктики (на основании анализа 50 проб)—1,85 (Лисицын, 1964; Лисицын, 1966б). Это дает возможность, исходя из карт первичной продукции $C_{орг}$, определить годовое количество $SiO_{2аморфн}$, связываемого диатомовыми в опаловые панцири в разных частях океана (рис. 97). Видно существование трех основных зон трансформации растворенного кремнезема во взвесь — южной, северной и экваториальной. В экваториальной зоне за год переводится диатомовыми во взвешенный опал в 5—10 раз меньше растворенного кремнезема, чем в южном поясе. Энергетической пружиной всего современного кремненакопления, таким образом, является фотосинтез.

Глубинные воды

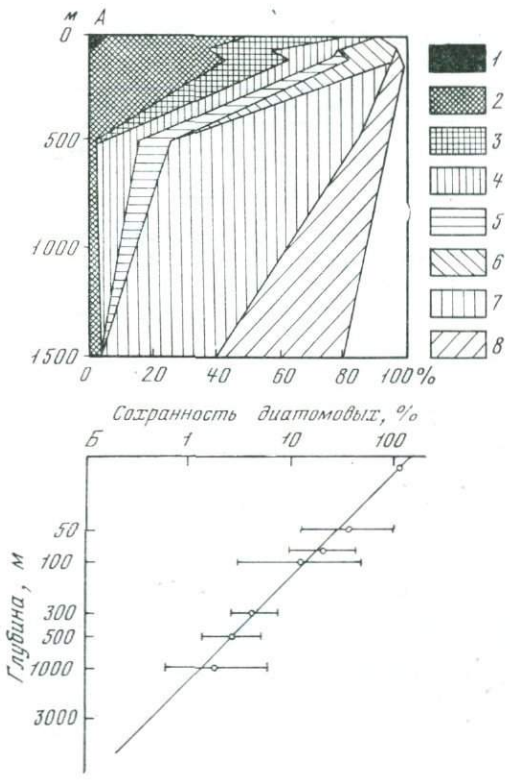
После отмирания планктонных организмов их панцири опускаются на дно. Скорость осаждения панцирей определяется главным образом их размерами, объемным весом и плотностью воды. В условиях океанов большое значение имеют также течения и плотностные границы (слой скачка).

Интересно сопоставить данные о скоростях осаждения панцирей пресноводных и океанских диатомовых по материалам разных авторов:

Организмы (литературный источник)	Скорость осаждения *м/сутки*
Пресноводные (Вотинцев, 1953)	0,75
Морские диатомовые (Скопинцев, 1950)	0,2—1,2
Покоящиеся споры (Gessner, 1959)	7
Организмы (литературный источник)	***см/сек***
Диатомовые, средняя проба (Lohman, 1902)	$2{,}8 \cdot 10^{-3}$
Диатомовые, средняя проба (Marglef, 1961)	от 1,7 до $6 \cdot 10^{-3}$
Диатомовые, залив Калифорния (Calvert, 1974)	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$

Наши наблюдения за скоростью осаждения опаловых остатков во взвеси и донных осадках (на основании 1 тыс. гранулометрических анализов) показали, что она колеблется в довольно широких пределах и соответствует эквивалентным диаметрам частиц кварца, от 1 до 50 *мкм*, т. е. от $0{,}053 \cdot 10^{-3}$ до $133 \cdot 10^{-3}$ *см/сек* (при 5 °С). Основная часть кремнистого материала опускается со скоростью, эквивалентной частицам кварца 1—5 *мкм*, т. е. $0{,}05—1{,}5 \cdot 10^{-3}$ *см/сек*. Самые крупные и тяжелые панцири достигают глубины 5 тыс. *м* в 30—100 дней, а самые тонкие обломки — во многие десятки лет.

Лишь незначительная часть панцирей свободно опускается на дно. Подобно минеральным частицам, основная их часть поступает в пищевые цепи, служит пищей для зоопланктона. Копеподы разламывают крупные и средние панцири диатомовых на обломки размером около 15 *мкм*, связывают их в комки, которые в свою очередь могут служить кормом для глубоководного планктона и бентоса. Таким образом,



Р и с. 98. Растворение силикофлагеллят и диатомовых водорослей на вертикальном разрезе вод

А. У берегов Японии, по данным японских авторов
Силикофлагелляты: *1* — Dictyocha; *2* — Distephanus; диатомовые: *3* — Chaetoceros; *4* — Fragilaria; *5* — Thalassionema; *6* — Rhizosolenia; *7* — Thalassiosira; *8* — Coscinodicus.
Б. В Антарктике, по О. Г. Козловой (1964)

судьбы панцирей диатомовых водорослей в толще вод оказываются тесно связанными с пищевыми цепями (Moore, 1931; Беклемишев, 1954, 1957, 1961; Соколова, 1959).

Изучение взвеси на вертикальных разрезах показывает, что самое быстрое разрушение панцирей диатомовых идет в верхней 100-метровой толще вод, богатой жизнью.

За счет растворения тонкопанцирных форм происходит обогащение глубинной взвеси и донных осадков формами с грубыми панцирями (рис. 98), в особенности радиоляриями.

Панцири силикофлагеллят в толще вод обладают обычно хорошей сохранностью, однако их малое распространение в поверхностных водах определяет и их малую роль в глубинной взвеси. Панцири радиолярий намного массивнее, чем диатомовые, и аморфный кремнезем в них более стоек к растворению, чем у диатомовых. Радиолярии, в меньшей мере силикофлагелляты, сохраняются в глубинной взвеси и без особых потерь достигают дна. В. Бергер (Berger, 1968) устанавливал капсулы с пробами радиоляриевого ила, а также планктонных радиолярий на 4 месяца на разных глубинах на океанографическом буе в северной части Тихого океана (гайот Хорайзен). Быстрее всего растворение раковинок радиолярий идет в верхних слоях воды (см. рис. 85, *А*), где выше температура и pH, а также ниже насыщенность вод растворенным кремнеземом. Растворимость радиолярий из планктона приблизительно в 8 раз выше, чем из донных осадков. Это свидетельствует о том, что в донных осадках накапливаются наиболее стойкие к растворению виды.

Особенно сложной оказывается судьба панцирей диатомовых — самых важных для кремненакопления организмов.

Из широтных разрезов распределения диатомовых следует вывод, что содержание панцирей *с глубиной, как правило, уменьшается, однако* области максимального развития диатомовых в слое фотосинтеза как бы проектируются на дно. Таким образом, несмотря на значительные потери в толще вод под влиянием биотических и абиотических факторов, пояса кремненакопления во взвеси с некоторыми искажениями прослеживаются и в придонных слоях вод океанов, а также в донных осадках.

Выводы, основанные на микроскопическом изучении взвеси, подтверждаются также и при микрохимическом изучении мембранных фильтров (Чумаков, 1961; Богоявленский, 1966). Хорошо сохраняются грубоокремненные формы океанического комплекса северного и южного полушарий (до 70%, иногда даже до 100% от исходного числа видов), хуже — тонкоокремненные неритические. Сокращение числа видов диатомовых во взвеси из придонных слоев, так же как и количества панцирей, связано с растворением, затрагивающим в первую очередь тонкоокремненные формы (Lewin, 1961; Козлова, 1964).

АМОРФНЫЙ КРЕМНЕЗЕМ В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Распределение $SiO_{2\ аморфн}$ в процентном выражении

На основе более 2500 анализов содержания $SiO_{2\ амонфн}$ по единой методике удается надежно выявить, как основные зоны современного кремненакопления (рис. 99), так и области, обедненные кремнеземом.

Содержание $SiO_{2\ аморфн}$ в современных осадках колеблется от долей процентов до максимального значения —72%.

Могут быть выделены три основных пояса современного кремненакопления:

1) южный пояс — охватывает почти сплошной полосой земной шар в южном полушарии;

2) северный пояс — развит в Тихом океане, Охотском, Беринговом и Японском морях. В Атлантическом и Индийском океанах не прослеживается;

3) экваториальный (точнее, приэкваториальный)—четко выражен в Тихом и Индийском океанах, слабее — в Атлантическом.

Для южного пояса характерны большая ширина и самые высокие содержания кремнезема. В настоящее время здесь накапливается более $^3/_4$ кремнезема Мирового океана (Лисицын, 1966*б*). Ширина пояса кремнистых осадков (в пределах изолиний 10% $SiO_{2аморфн}$) достигает 900—2000 *км*, его северная граница совпадает с конвергенцией и средней границей распространения айсбергов, изолинией температуры воздуха и воды 0 °С (средняя годовая). На юге диатомовые илы проникают за Полярный круг и в ряде мест выходят на шельф Антарктиды (Лисицын, 1969). В пределах этого пояса распределение концентраций $SiO_{2аморфн}$ неравномерно: кремнистые осадки никогда не встречаются на крутых уступах и подводных поднятиях. Гребни подводных поднятий здесь обычно увенчаны фораминиферовыми осадками. Кремневые осадки южного пояса детально изучены и закартированы (Лисицын, 1960, 1961в, 1966а; Атлас Антарктики, 1966, 1969).

Северный пояс отличается от южного более низкими концентрациями кремнезема, а также прерывистостью. Он протягивается в северной части Тихого океана и захватывает также Беринговo, Охотское и Японское моря.

Концентрация кремнезема в осадках северной части Тихого океана обычно не превышает 10—20% и лишь редко достигает 30%; очертания пояса кремнистых осадков резко отличаются от более ранних карт (Murray, Renard, 1891; Schott, 1935; Sverdrup a. o., 1942; Revelle, 1944; Revelle a. o., 1955; Arrhenius, 1963).

Заметно выше содержание кремнезема (до 33—37%) в осадках краевых морей — Берингова (Лисицын, 1955а, 1958, 1959 а, 1961в, 1966а; Гершанович, 1962) и в особенности (до 56%) Охотского (Безруков, 1960). В Японском море кремнистые осадки встречаются только в северной его части: максимальные значения — немногим более 20% (Solovyev, 1960). Содержание кремнезема в отложениях Желтого, Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей не более 2—3%. В северной части Атлантического океана под влиянием Гольфстрима пояс кремненакопления прерывается — донные осадки здесь содержат обычно меньше 3% $SiO_{2аморфн}$, иногда зафиксировано до 5—7% (Щурко, 1966; Емельянов, 1975). В осадках Средиземного и Балтийского морей максимальное содержание $SiO_{2аморфн}$ около 3% (Емельянов, 1966; Блажчишин, Емельянов, 1975). Донные осадки ледовой зоны Северного Ледовитого океана содержат обычно не более 0,5% (Белов, Лапина, 1961) и лишь по периферии до 4—7%.

Экваториальный пояс складывается из разрозненных пятен больших или меньших размеров. Сопоставление карт распределения кремнезема с картами типов осадков и батиметрии показывает, что в отличие от северного и южного поясов, распределение кремнистых осадков здесь тесно связано с глубинами. Они встречаются только на глубинах больше критической, где идет растворение $CaCO_3$ и устраняется разбавление кремнистого материала карбонатным. Здесь обнаружены радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые отложения, а также своеобразные, всегда встречающиеся в виде отдельных пятен полужидкие осадки, сложенные экваториальными диатомовыми—этмодискусами. Распределение диатомовых рода Ethmodiscus в планктоне и осадках океанов долгое время казалось загадочным. Илы встречаются только в разрозненных понижениях дна и нигде не занимают значительной площади. В планктонных же ловах долгое время вообще не удавалось находить этмодискусов. Считалось, что они или имеют очень короткий вегетационный период, или обитают на больших глубинах. Высказывалось даже предположение, что все этмодискусовые илы не современные, а третичные. Работами А. П. Жузе и др. (1959) было доказано современное происхождение этих илов, а Т. В. Беляевой (1959, 1972) описаны этмодискусы и из планктона Тихого океана. Этмодискусы встречаются в планктоне главным образом в западной части экваториальной зоны, причем в ничтожных количествах — не более 0,5 *клетки/м*^{3}. Обнаружены два вида этмодискусов — Etmodiscus rex и E. gazelle, с размерами панцирей до 1,0—1,8 *мм*. Эти гигантские панцири отличаются тонкостью стенок, в донных осадках встречаются только их обломки. Температурный диапазон распространения этмодискусов — от 19 до 29,5 °С. Близ Гавайских островов пятна этмодискусовых осадков детально закартированы (Fan, Grunwald, 1971). Содержание $SiO_{2аморфн}$ в них достигает 70%. Осадки залегают под слоем терригенных илов мощностью 10—20 *см* и соответствуют, очевидно, оледенению; плейстоценовый возраст установлен и для этмодискусовых илов Индийского океана (Свальнов, 1974).

Если соединить крайние границы отдельных пятен кремнистых осадков, то образуется зона, протягивающаяся от 20° с. ш. до 20° ю. ш. и тяготеющая к экватору. Она наиболее четко выражена в Индийском и Тихом океанах, слабее — в Атлантическом. В экваториальной зоне содержание $SiO_{2аморфн}$ составляет 3—5

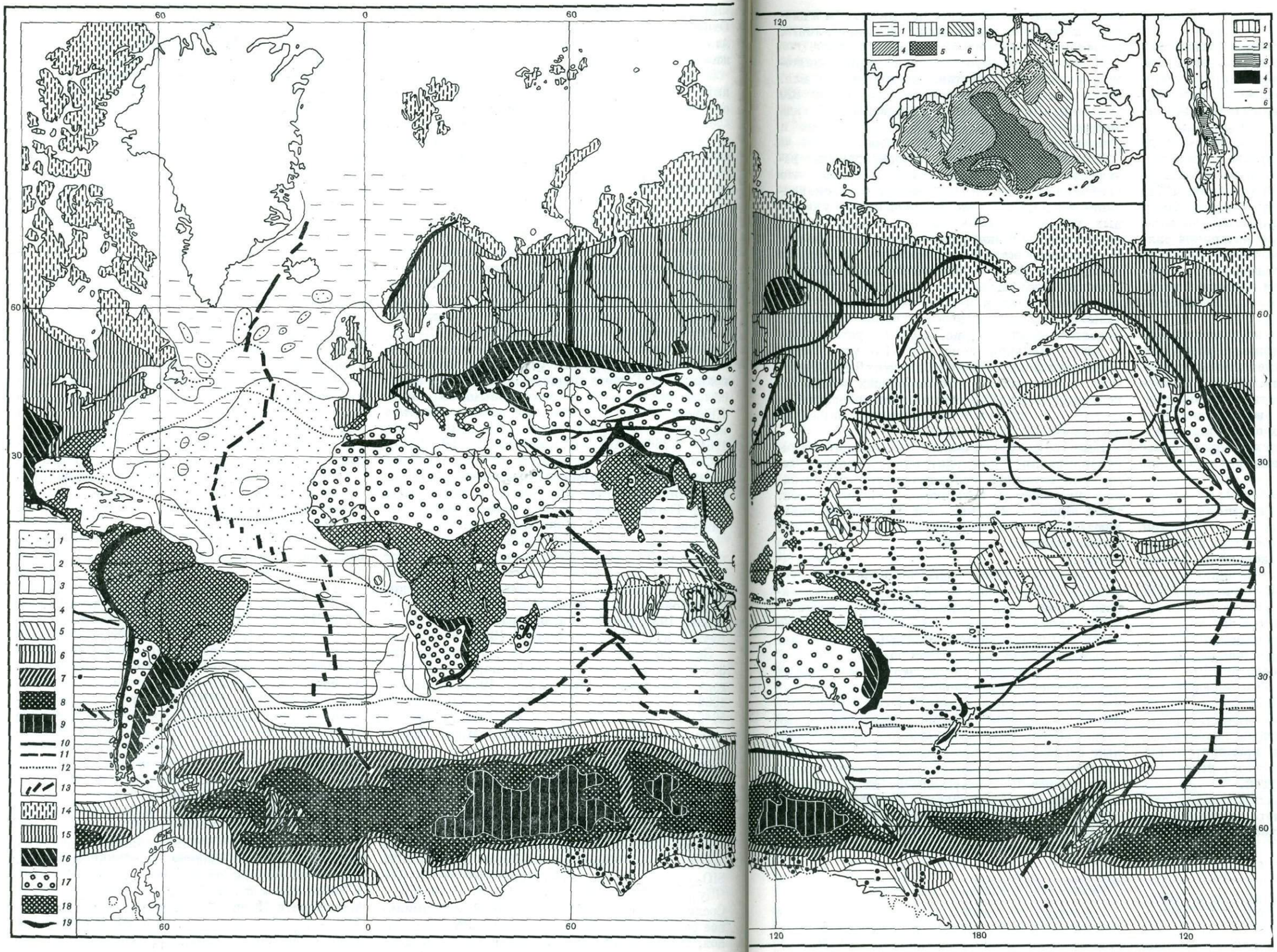


Рис. 99. Распределение $SiO_{2\ аморфн}$ в осадках морей и океанов (в % на натуральный сухой осадок) и гидрохимические фации речных вод

Содержание $SiO_{2аморфн}$: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 3; *3* — 3 до 5; *4* — менее 5 (без подразделений); *5* — от 5 до 10; *6* — от 10 до 30; *7* — от 30 до 50; *8* — от 50 до 70; *9* — более 70. Распространение тропических этмодискусовых в Тихом океане (Беляева, 1968); *10* — планктон; *11* — донные осадки. Прочие обозначения: *12* — граница климатических зон; *13* — срединные хребты. Гидрохимические фации речных вод (Максимович, 1953); *14* — гидрокарбонатно-кремнеземные и кремнеземные, богатые органическим веществом; *15* — гидрокарбонатно-кальциевые; *16* — гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные и хлоридные; *17* — хлоридно-натриевые, кремнеземные и гидрокарбонатно-кремнеземные, богатые органическим веществом; *18* — фация гор с кремнеземно- и гидрокарбонатно-кремнеземными водами. Прочие обозначения: *19* — важнейшие поднятия суши.

На врезках —содержание $SiO_{2аморфн}$: *А*. Берингово море (1966): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — более 30; *6* — станции.

Б. Калифорнийский залив, апвеллинг (Calvert, 1966): *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — более 50; *5* — изобата 500 *м*; *6* — станции

и 5—10%, а в отдельных пятнах 10—30% на натуральный осадок.

Следует отметить еще три пятна кремнистых осадков, которые не входят в установленные гумидные пояса кремненакопления, расположены они в аридных зонах и отвечают апвеллингам. Одно из них — в зал. Калифорния (максимальное содержание до 65% $SiO_{2аморфн}$; см. Calvert, 1966), второе — у берегов Юго-Западной Африки, на шельфе , близ устья р. Оранжевой (максимальное содержание $SiO_{2аморфн}$ 67,18%; см. Батурин и др., 1970; Сенин, 1971; Емельянов, 1973), третье — у берегов Перу и Чили (до 50% $SiO_{2аморфн}$). Возникновение этих пятен у западных берегов материков связано с апвеллингами, оно отмечается и по резкому росту первичной продукции, по скоплениям рыб, высоким биомассам фитопланктона, высокому содержанию взвеси и кремневых панцирей во взвеси.

Сопоставляя карту рис. 99 с картами рис. 95, 96, можно заметить, что положение основных поясов кремненакопления, отмеченное при изучении взвеси и фитопланктона, в донных осадках сохраняется. Оно соответствует положению высокопродуктивных зон Мирового океана. Как и во взвеси, в донных осадках обнаруживаются широкие полосы бескремнистых осадков, соответствующие северной и южной аридным зонам океана.

После пересчета содержания $CaCO_3$ на бескарбонатный материал (рис. 100) картина принципиально не изменилась: сохраняются те же три пояса кремненакопления, соответствующие поясам кремнистой взвеси. В северной и южной зонах, где содержание $CaCO_3$ в осадках незначительно, такой пересчет вообще не меняет дела. Наибольшие изменения при пересчете на бескарбонатный материал имеют место в экваториальной зоне. Отдельные пятна кремнистых осадков сливаются здесь в четко выраженный пояс, где содержание $SiO_{2аморфн}$ достигает 10—30%. Анализ карты показывает, таким образом, что положение зон и концентрация кремнезема в осадках определяются в основном не процессами его разбавления карбонатным материалом, а особенностями поступления кремнистого материала, что и следовало ожидать, исходя из данных по распределению взвеси.

Близкие закономерности распределения следуют и из схемы количественного распределения панцирей диатомовых водорослей в донных осадках (рис. 101).

Максимальные количества створок (более 45—50 млн. *экз/г*) обнаружены в южном поясе, намного меньше их в северном и особенно в экваториальном. В осадках Перуанско-Чилийского апвеллинга содержание и видовой состав диатомовых близки к апвеллингу Юго-Западной Африки. Тем не менее оно ниже, чем в диатомовых осадках Калифорнийского апвеллинга, где осадки содержат 154—203 млн. *экз/г*.

В апвеллинге Юго-Западной Африки диатомеи в ряде мест составляют более 100 млн. *экз/г* осадка, с максимальным значением 820 (Мухина, 1974). Здесь обнаружены 103 вида диатомовых, с преобладанием умеренных и умеренно тепловодных комплексов.

Из схемы количественного распределения радиолярий в осадках (рис. 102, *А*) видно, что наибольший вклад в современное осадконакопление они дают в экваториальной зоне, в умеренных гумидных зонах их содержание падает по сравнению с экваториальной в десятки раз. Радиолярии встречаются вплоть до берегов Антарктиды. В Центральной Арктике они в небольших количествах встречены в планктоне, но в донных осадках не обнаружены.

Максимальное количество силикофлагеллят в донных осадках (рис. 102, *Б*) установлено в экваториальной зоне (0,6—1,3 млн. *экз/г*). В аридных зонах оно колеблется от 0 до 0,4 млн. *экз/г*, в северном и южном поясах кремненакопления (гумидные зоны) вновь возрастает — до 1,0—5,5 млн. *экз./г*, со снижением на шельфе до 0,06—0,19 млн. *экз./г*.

Итак, во всех трех поясах современного кремненакопления происходит одновременное увеличение панцирей основных групп планктонных кремнистых организмов как во взвеси, так и в донных осадках. Эти пояса четко выявляются также и при изучении колонок для всего голоцена — 0—11 тыс. лет (Лисицын, 1966в).

Придонных слоев воды достигает, однако, лишь незначительная часть кремнезема, связанного организмами в панцири на поверхности,— чаще всего для океанов 1/10—1/100; остальная часть $SiO_{2аморфн}$ растворяется и вновь вступает в геохимический круговорот (см. рис. 98).

Из рис. 103 ясно видно, что во всех поясах кремненакопления основная часть кремнезема оказывается сосредоточенной во фракции меньше 0,01 *мм*, куда попадает тонкий диатомовый детрит. Количество панцирей во взвеси и в донных осадках, которое подсчитывается палеонтологами, представляет только незначительную (часто менее 10—20%) долю от их общего количества, существующего в осадках в виде обломков. Отсюда очевидна необходимость оценки вклада биогенного кремнезема химическими методами.

Распределение $SiO_{2\ аморфн}$ в абсолютных массах

Несмотря на значительное число работ о кремнеземе, появившихся в последнее время, главные этапы геохимической истории $SiO_{2аморфн}$

остаются неясными. Сторонники физико-химического подхода принимают неоправданные допущения и проводят подсчеты, имеющие мало общего с природной действительностью. Многочисленные определения баланса кремнезема также пока не могут рассматриваться иначе, как достаточно произвольные прикидки.

Микропалеонтологи, к сожалению, упускают из поля зрения основную часть биогенного кремнистого материала — детрит, поэтому выводы, основанные на подсчетах целых кремнистых панцирей, часто не характеризуют распределения кремнезема во взвеси или в осадках в целом.

Четыре коренных вопроса определяют решение задачи кремненакопления в океанах:

поступление Si в океаны с суши и из вулканических источников (приходная часть баланса; резкое преобладание раствора над взвесью);

участие в биологических системах (биологическая экстракция), перевод Si из раствора во взвесь;

накопление на дне океана, уход из круговорота вещества панцирей;

частичный возврат за счет обмена вода — грунт при диффузии иловых вод.

Решение этих вопросов возможно только на основе метода абсолютных масс. По вопросу о поступлении в океан Si с речным стоком получены уже достаточно надежные цифры, которые в дальнейшем будут уточняться, но порядок величин, безусловно, сохранится. Имеются следующие доказательства поступления на дно океанов эндогенного (вулканогенного) кремнезема.

1. Коллоидный алюмо-кремневый гель был обнаружен в гидротермальных осадках впадин Красного моря (Hartmann, 1970). Сходные образования наблюдались в осадках гидротермальной области Восточно-Тихоокеанского поднятия (депрессия Бауэр). Гель имеет отношение Si/Al, близкое к среднему значению для литосферы, он рентгеноаморфен и не обладает никакими специфическими признаками для его выделения. При постепенном подсушивании препарата металлоносного осадка нередко удается наблюдать образование округлых стяжений.

2. В горячих источниках и скважинах термальных полей Исландии, в области развития базальтов океанского типа, содержание кремнезема в водах составляет 374—630 *ppm*.

3. Сходные концентрации кремнезема были получены в лабораторных экспериментах при нагревании базальтов с океанской водой на протяжении более 4 тыс. часов (Bischoff, Dickson, 1975). В исходном базальте содержание SiO_2 было 54,48%, концентрация SiO_2 в исходной морской воде 10 *ppm*. После нагревания базальтов с водой, через 24 часа, концентрация SiO_2 достигла 300 *ppm*, т. е. возросла в 30 раз. Через 1—4 тыс. часов концентрация почти не менялась и была близка к насыщению (700—880 *ppm*).

4. При драгировании на хр. Пегги, в котловине Лау (Тихий океан), были получены необычные барит-опаловые породы (Bertine, Keen, 1974), где зерна барита сцементированы опалом, а также аутигенным монтмориллонитом, филлипситом. Многие авторы склонны считать, что образование монтмориллонита возможно при изменении вулканических стекол, а также из алюмо-кремневого геля.

5. При изучении коренных пород и осадков из депрессии Хесса были найдены признаки миграции кремнезема из базальтов с возникновением кварцево-цеолитовой жильной минерализации (Лисицын и др., 1976).

Пока трудно говорить о масштабах притока кремнезема из эндогенных источников, поскольку основная его часть растворяется в воде и может реализоваться биосом очень далеко от областей поступления. Если этот вклад велик, то оно обязательно найдет отражение в абсолютных массах $SiO_{2\,аморфн}$ в осадках.

Решение второго вопроса (о биологической экстракции кремния) было предложено автором более 10 лет назад (Лисицын, 1964). Порядок величин биологической экстракции SiO_2 установлен, и они далее будут корректироваться при уточнении значений первичной продукции океана.

Третий, наиболее существенный для литологии вопрос о ежегодном отложении $SiO_{2аморфн}$ в осадках может быть решен только путем картирования абсолютных масс $SiO_{2аморфн}$.

▶

Рис. 100. Распределение $SiO_{2\,аморфн}$ в осадках морей и океанов в сопоставлении с распределением фосфора в поверхностных водах

Содержание $SiO_{2аморфн}$ в % на бескарбонатный материал: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 30; *5* — от 30 до 50; *6* — от 50 до 70; *7* — более 70. Прочие обозначения: *8* — станции; *9* — границы климатических зон; *10* — локальные области подъема вод — апвеллинги; *11* — срединные хребты.

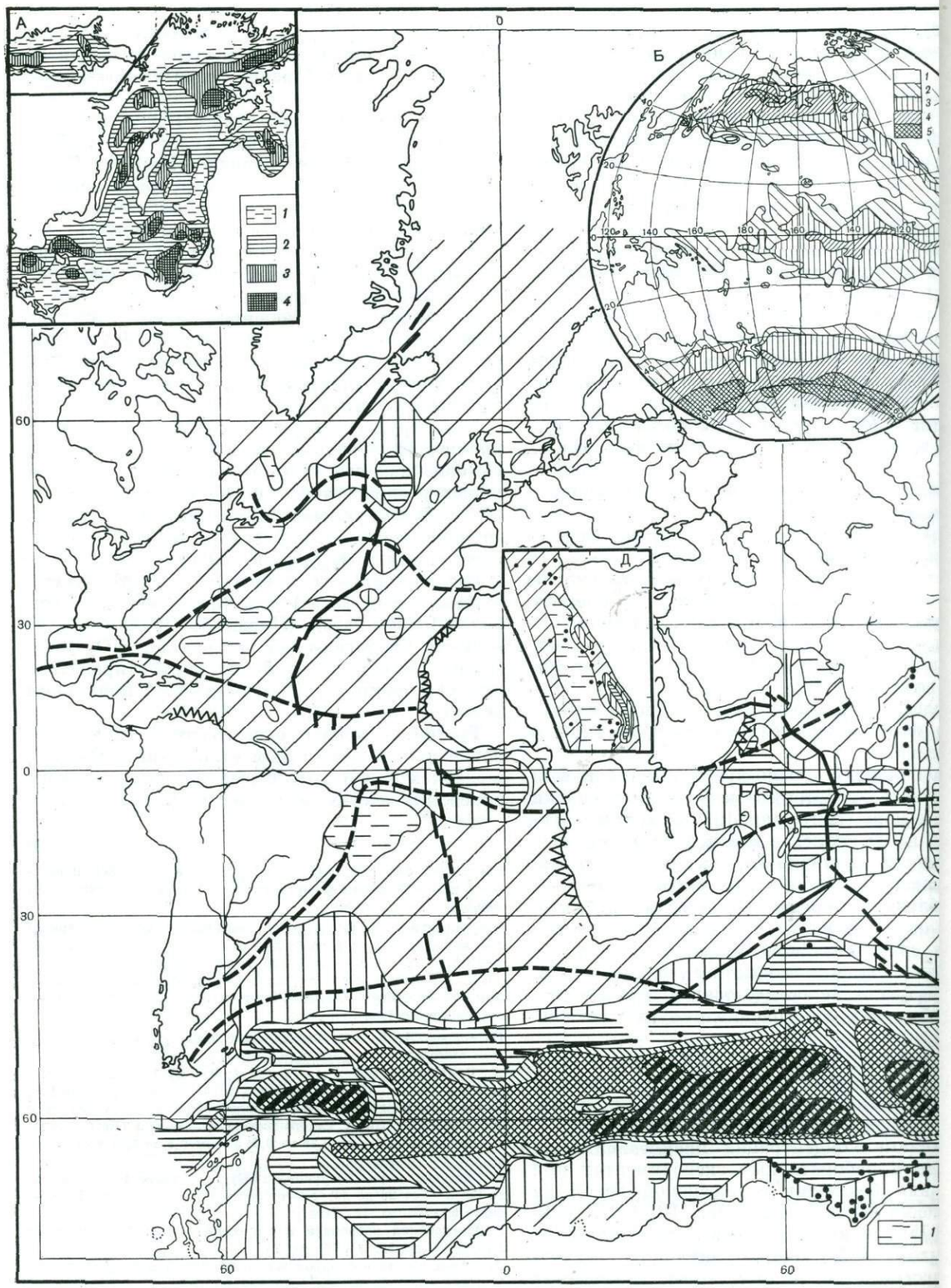
На врезках А, В — Д — содержание $SiO_{2\,аморфн}$ в %:
Б — содержание фосфора в %:

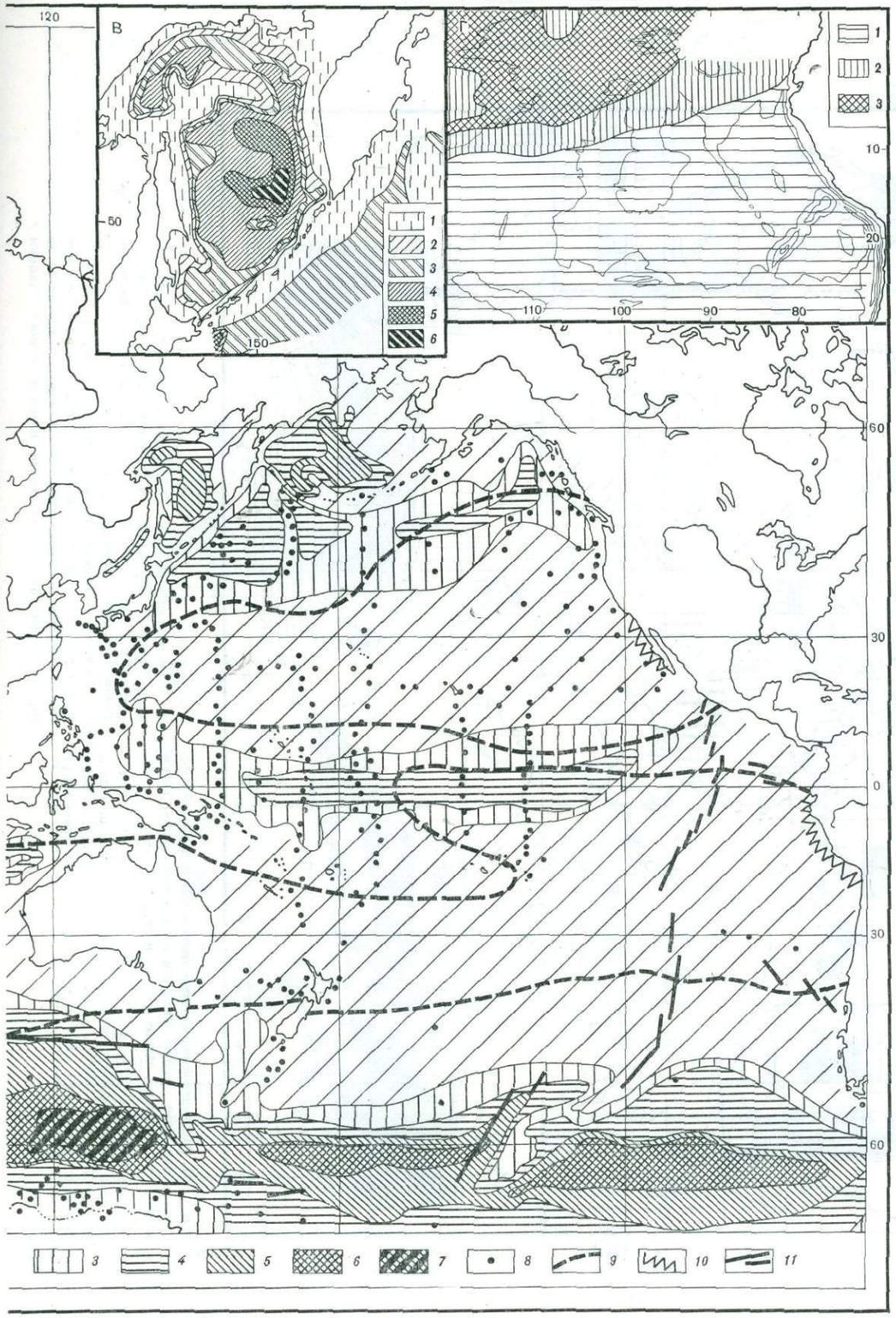
А. Балтийское море: 1 — менее 1; 2 — от 1 до 2; 3 — от 2 до 3; 4 — более (Емельянов и др., 1976). *Б* — содержание фосфатного фосфора (PO_4—P) — главного биогенного элемента в поверхностных водах Тихого океана в *мкг-ат/л* (Reid, 1962): *1* —[менее 0,25; *2* — от 0,25 до 0,5; *3* — от 0,5 до 1,5; *4* — от 1,5 до 2,0; *6* — более 2,0.

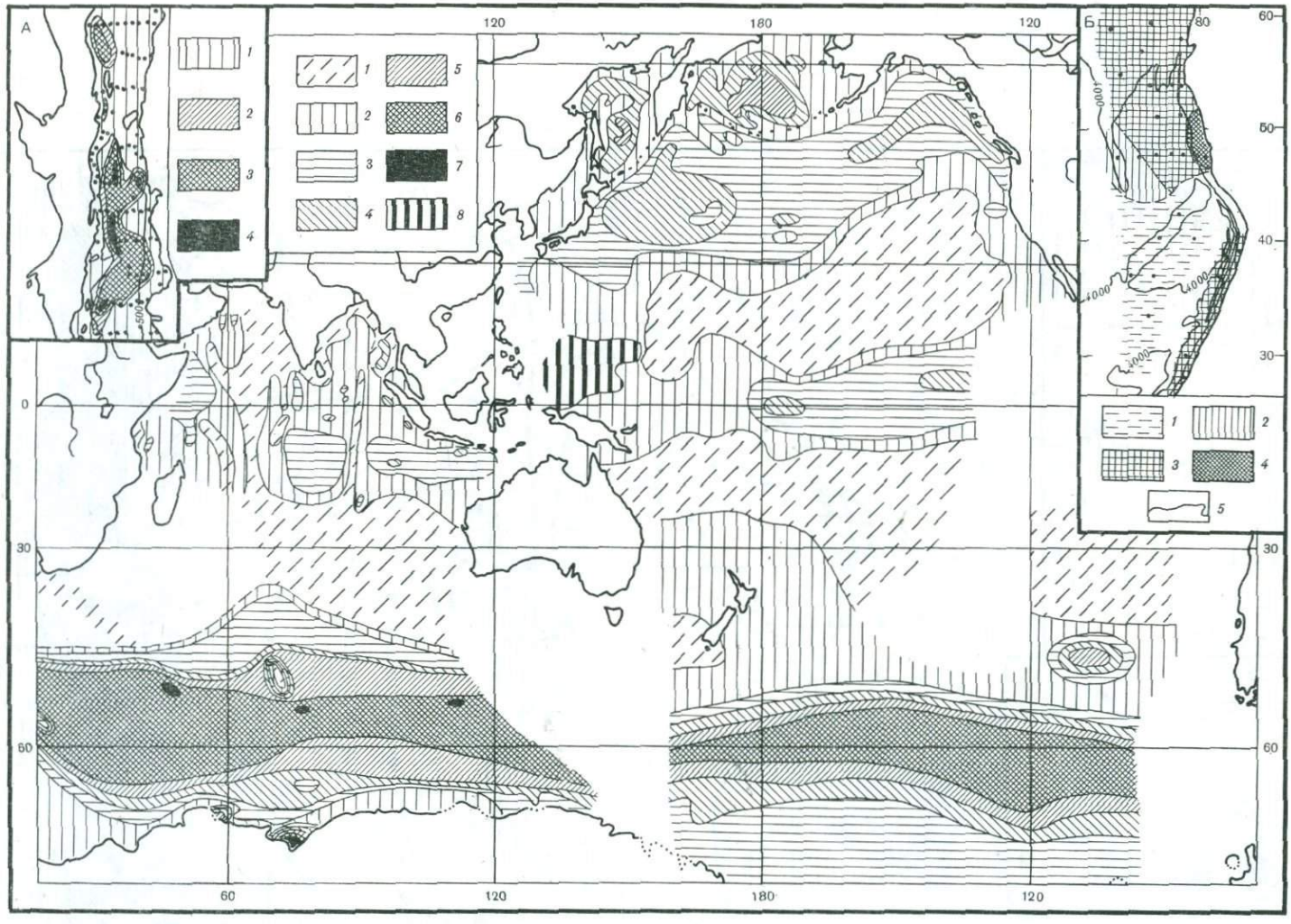
В. Охотское море (Безруков, 1960); *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 30; *4* — от 30 до 40; *5* — от 40 до 50; *6* — более 50.

Г. Перуанская котловина и депрессия Бауэр: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — более 30.

Д. Апвеллинг юго-западной части Африки (южнее р. Кунене). Условные знаки, как на основной карте


А
Б
Д
0
60
30
0
30
60
60
0
60


120
В
Г
50
150
110
100
90
80
10
20
60
30
0
30
60



Р и с. 101. Распределение панцирей диатомовых водорослей в поверхностном слое осадков Тихого и Индийского океанов (Жузе и др., 1969; Козлова, Мухина, 1969, и др.)

Содержание в млн. панцирей на 1 *г* сухого осадка: *1* — отсутствуют; *2* — от 0,1 до 1; *3* — от 1 до 5; *4* — от 5 до 15; *5* — от 15 до 45; *6* — от 45 до 100; *7* — более 100. Прочие обозначения: *8* — этмодискусовые илы.

На врезках:

А. Калифорнийский залив (апвеллинг) (Calvert, 1966). Содержание в % от фракции 0,25—0,062 *мм*: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 25; *3* — от 25 до 50; *4* — более 50. Точки — станции; показана изобата 500 *м*.

Б. Апвеллинг берегов Перу и Чили (Жузе, 1972). Содержание в млн. панцирей на 1 *г* сухого осадка: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 20; *3* — от 20 до 50; *4* — более 50; *5* — основные изобаты; точки — станции

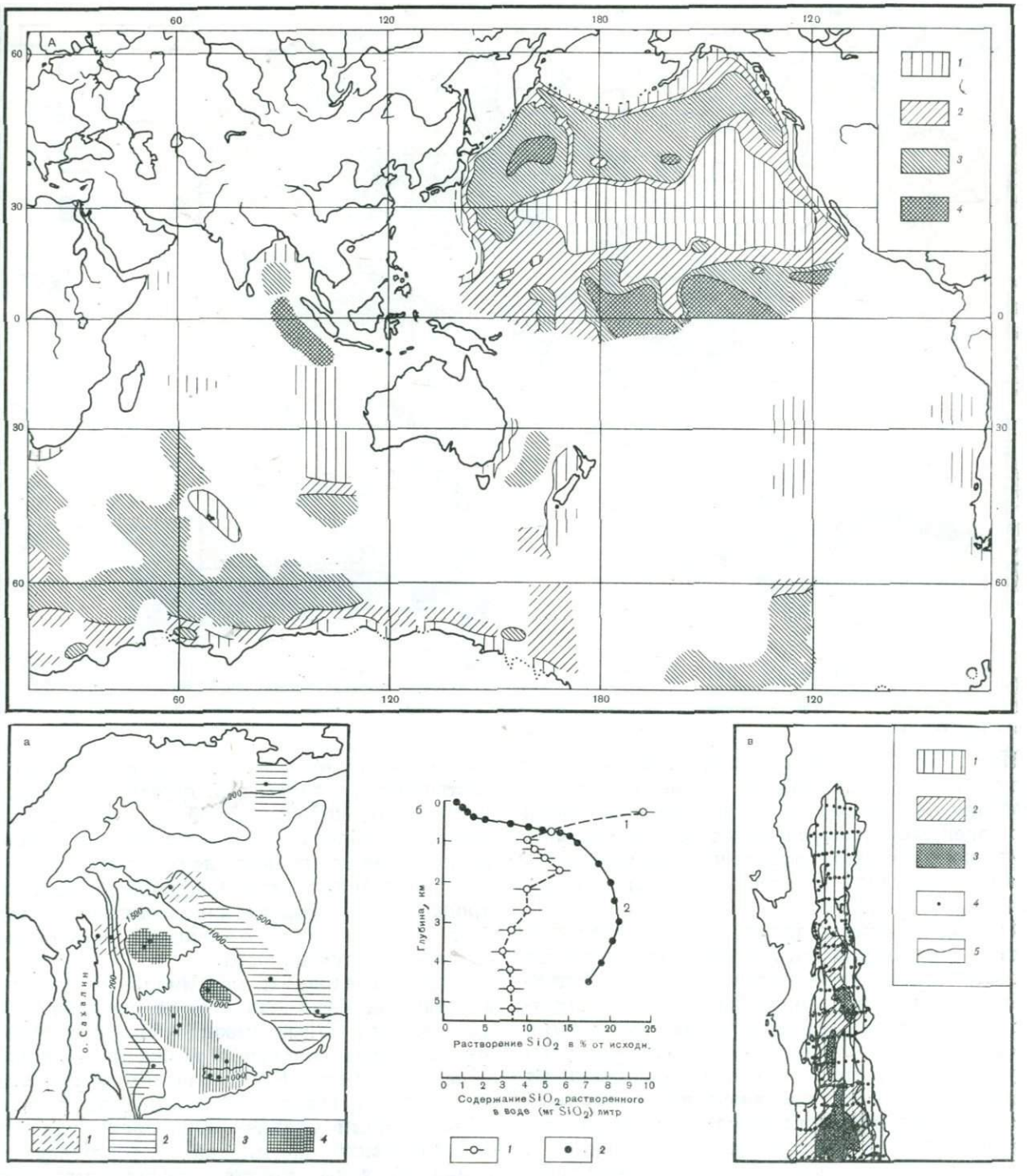


Рис. 102. Распределение радиолярий и силикофлагеллят в поверхностном слое осадков морей и океанов и стойкость их к растворению

А — содержание радиолярий в тыс. *экз/г* сухого осадка (Кругликова, 1969, и др.): *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 100; *4* — более 100.

На врезках:

а. Охотское море (Кругликова, 1975б). Содержание радиолярий в *экз/г* осадка: *1* — радиолярии не обнаружены; *2* — от 1 до 100; *3* — от 100 до 1500; *4* — более 1500; изобаты даны в метрах.

б. Растворение радиолярий (*1*) и изменение содержания растворенного кремнезема (*2*) в водах Тихого океана с глубиной. Район подводной горы Хорайзен (Berger, 1968).

в. Апвеллинг Калифорнийского залива (Calvert, 1966). Содержание радиолярий в % от фракции 0,062—0,25 *мм*: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 25; *3* — более 25; *4* — точки станций; *5* — изобата 500 *м*.

Б — содержание силикофлагеллят в млн. *экз/г* сухого осадка (Жузе и др., 1969): *1* — не обнаружены; *2* — от 0,01 до 0,1; *3* — от 0,1 до 1; *4* — от 1 до 4

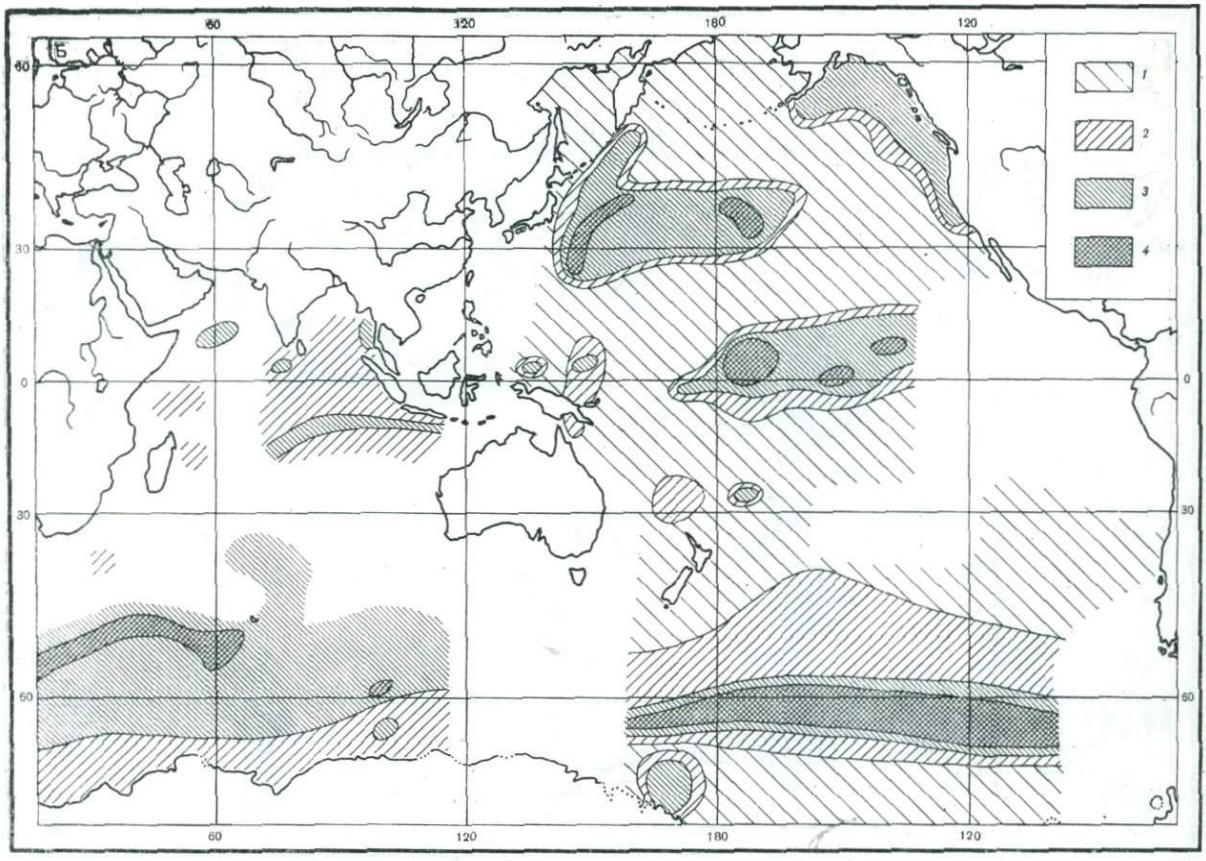


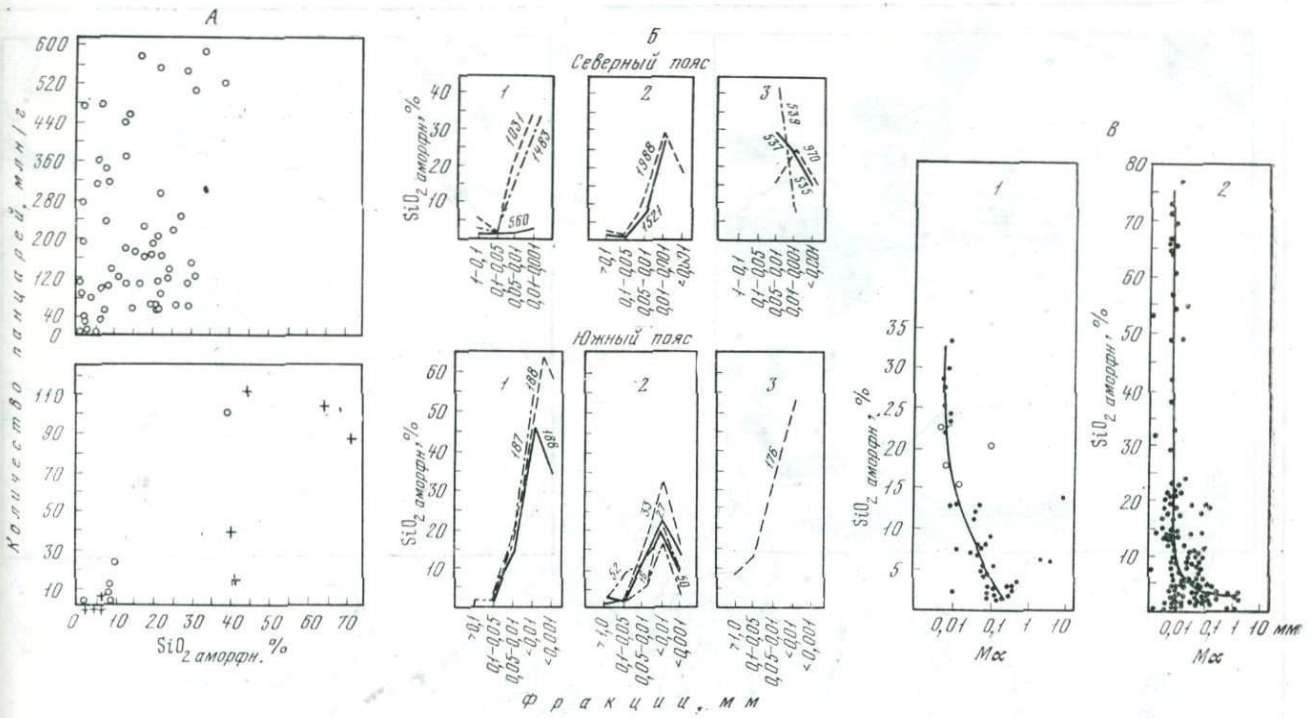
Рис. 102. Окончание

Из карты абсолютных масс (рис. 104) следуют выводы, которые не только подтверждают заключения, сделанные на основе анализа взвеси и процентного распределения SiO_2 в осадках, но и позволяют охарактеризовать интенсивность кремненакопления в океанах в целом и отдельных его частях.

Наиболее важным для понимания распределения абсолютных масс кремнезема является существование трех поясов, протягивающихся в виде сплошных полос (или пятен) в широтном направлении и разделенных огромными пространствами биологической пустыни. Нетрудно видеть, что положение этих полос, их конфигурация, а также значения абсолютных масс кремнезема в них тесно связаны со значениями первичной продукции (сравни рис. 104 с рис. 26 и схемой II в работе: Лисицын, 1974а), а также с содержанием биогенов в водах (см. рис. 100, *Б*). Карта кремнезема в абсолютных массах отражает основные особенности карты первичной продукции (см. рис. 104, *Г*). Все другие составные части фитопланктона, в том числе и органическое вещество, в пелагиали исчезают почти бесследно и более чем на 99% распадаются в толще вод. Как мы видели, далеко не все кремневые панцири диатомовых достигают дна, основная их часть также растворяется в толще вод, но оставшиеся метят участки высокой первичной продукции, сохраняя их в геологической летописи. Из рассмотрения абсолютных масс следует вывод, важный для понимания истории кремненакопления в прошлом: все области накопления планктоногенных кремнистых отложений есть области высокой продуктивности.

Цифры средних и максимальных значений абсолютных масс оказываются разными в разных поясах. Самые высокие значения отмечаются для южного пояса, а также для отдельных морей (Охотское и Берингово) северного, намного ниже значения в экваториальном поясе. Очень слабым кремненакоплением отличается Атлантический океан. Так, для его северной гумидной зоны типичны абсолютные массы 0,01—0,1С, чаще 0,02—0,05С. Такие же значения обычны и для района южной гумидной зоны, расположенного за пределами пояса кремненакопления, а также для всей экваториальной зоны.

В Индийском океане наиболее четко выражен южный пояс; экваториальный пояс также выражен, но не в виде сплошной полосы, а разрозненными пятнами — в восточной и северо-



Р и с. 103. Зависимости распределения SiO_2 аморфн во взвеси и осадках от количества панцирей диатомовых и гранулометрического состава осадков

А — зависимость от количества панцирей диатомовых: вверху — для взвеси, внизу — для донных осадков Тихого (точки) и Индийского (крестики) океанов; *Б* — зависимость от гранулометрического состава по фракциям осадков: вверху — для северного пояса кремненакопления (Берингово море), внизу — для южного. Преобладание комплекса диатомовых: *1* — неритического; *2* — смешанного; *3* — океанического. Цифры у линий — номера станции нис «Витязь» и «Обь». *В* — зависимость от гранулометрического состава (по медианному диаметру): *1* — северный пояс кремненакопления (Берингово море); *2* — южный пояс кремненакопления

западной частях океана. Для южного пояса характерны высокие значения — больше 0,1 С, максимальные —до 0,9 С и более. По-видимому, значение 0,9—1,5 С и есть максимальный показатель скорости современного кремненакопления в пелагиали Мирового океана. Очень любопытные детали выясняются при рассмотрении экваториального пояса, контуры которого совпадают с распределением фитопланктона (количество клеток фитопланктона, см. Лисицын, 1974б, стр. 79, рис. 24), а также с высокими значениями первичной продукции (там же, рис. 26). Область повышенных абсолютных масс приходится на северо-западную часть океана — Аравийское море и районы, прилежащие к Сомали (по последним данным, первичная продукция здесь достигает 0,1—1 *г/м² · день* и более). По модели Дж. Бина (Bien a. o., 1959), близ устьев Инда и Ганга можно ожидать обогащения осадков кремнеземом в случае неорганического (сорбционного) осаждения. Карты абсолютных масс, как и процентных содержаний, однако, таких резко повышенных концентраций не показывают.

Кремненакопление в южной части Тихого океана выражено слабее, чем в Индийском океане,—максимальные значения здесь почти в 4 раза ниже (до 0,2 С), зато в северном и эква-

Р и с. 104. Абсолютные массы SiO_2 аморфн в сопоставлении с первичной продукцией и содержанием кремнезема в поверхностном слое в иловых водах осадков морей и океанов в *г/см²/1000 лет*

1 — менее 0,01; *2* — от 0,01 до 0,1; *3* — от 0,05 до 0,1 (только в экваториальном поясе): *4* — от 0,1 до 0,5; *5* — более 0,5; *6* — станции; *7* — граница климатических зон; *8* — срединные хребты.

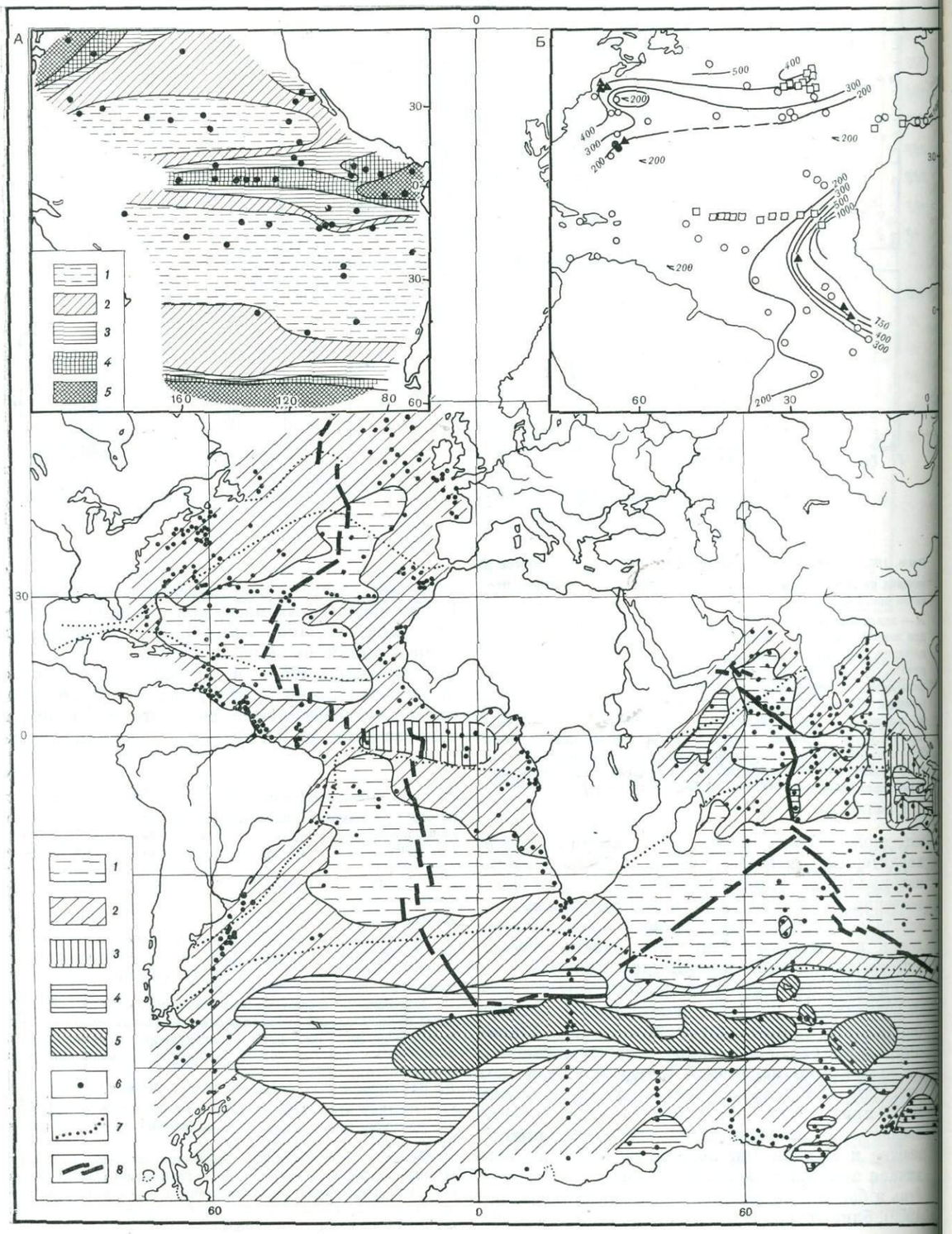
На врезках:

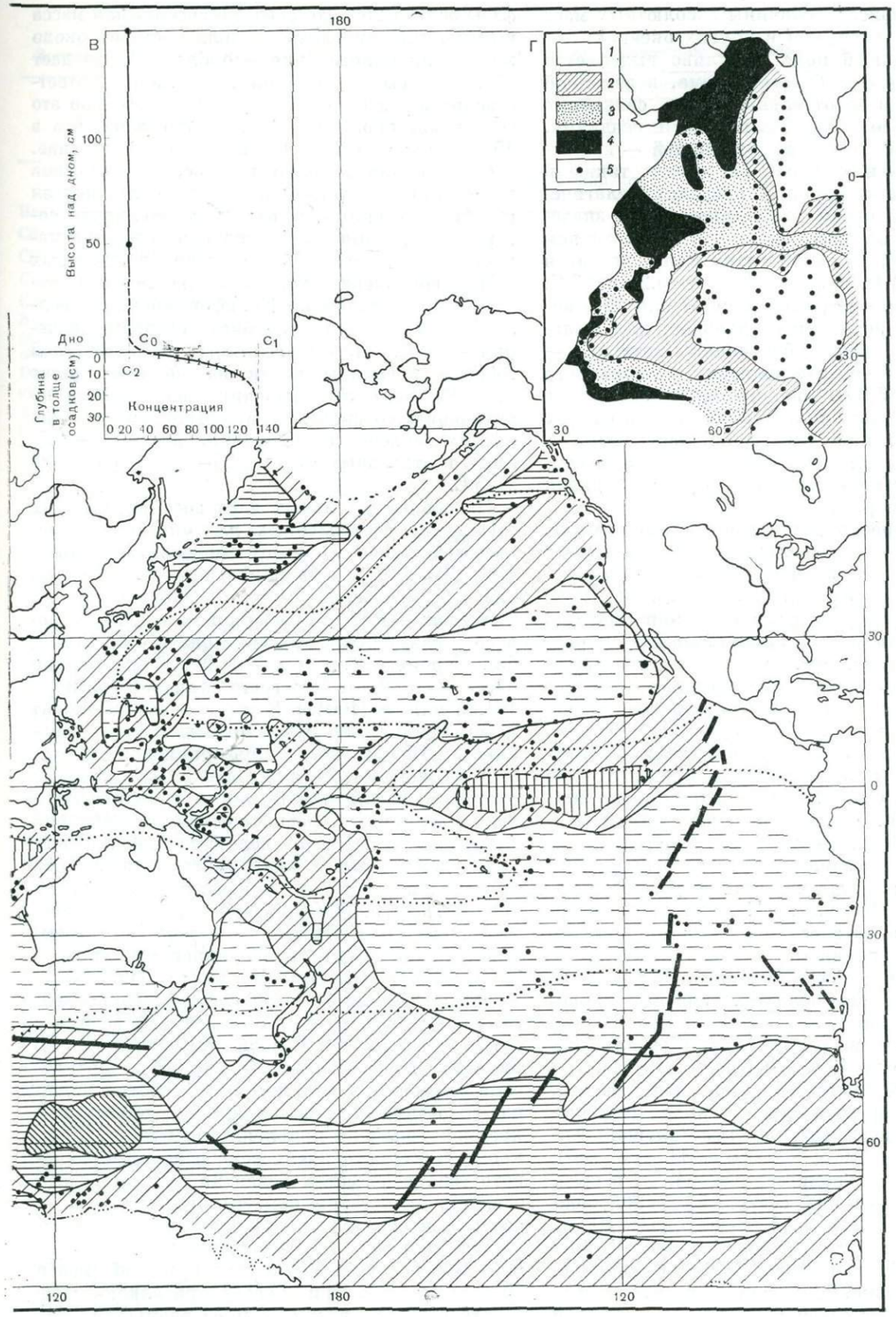
А. Абсолютные массы SiO_2аморфн в океане по определениям К. Бострома (Bostrom, 1973) (в *мг/см²/1000 лет*): *1* — менее 5; *2* — от 5 до 20; *3* — от 20 до 50; *4* — от 50 до 150; *5* — более 150; точки — станции.

Б. Зональное распределение концентрации кремнезема в иловых водах из подповерхностного слоя осадков Атлантического океана (гор. 0—200 см). Изолинии — концентрации в микромолях на литр, отжим при комнатной температуре. Точки — станции (Schink a. o., 1967).

В. Концентрация кремнезема (Schink, Fanning, 1974). C_0^2 — в придонных водах, слой 0—150 см от поверхности дна; C_1 — на границе вода-осадок, C_1 — в иловых водах, горизонт 0—40 см.

Г. Первичная продукция $C_{орг}$ планктона северо-западной части Индийского океана в *г/С/м²* в день (влияние апвеллингов аридной зоны и экваториальной дивергенции): *1* — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,25; *3* — от 0,25 до 0,5; *4* — более 0,5. Прочие обозначения: *5* — станции


А
1
2
3
4
5
160
120
80
60
30
0
Б
500
400
300
200
<200
750
1000
60
0
30
60
0
60


180
В
Высота над дном, см
100
50
Дно
C_0
C_1
C_2
Глубина в толще осадков (см)
0
10
20
30
Концентрация
0 20 40 60 80 100 120 140
Г
1
2
3
4
5
30
0
30
60
120
180
120

ториальном поясах величины абсолютных масс оказываются выше, чем в других океанах.

Экваториальный пояс отчетливо выделяется в восточной части Тихого океана, в западной он распадается на отдельные пятна, связанные главным образом с этмодискусовыми осадками. Северный пояс состоит из двух частей — восточной и западной, в западную входят также и дальневосточные моря. В пределах пелагических областей океана в северном поясе значения абсолютных масс такие же, как в южном поясе, а иногда и значительно выше, достигая в морях 1—3 С, а в океане — от 0,2 до 0,3 С.

В Беринговом море, по данным для 18 станций, средние значения следующие: для шельфа —0,2—1 С, для глубоководных котловин — 2,0—2,7 С, для области подножия материкового склона—3,0—3,8 С. Максимальные абсолютные массы в этом море были определены в фиорде бухты Провидения, в северной части моря — до 5 С. Таким образом, в океанской части пояса значения абсолютных масс почти на порядок ниже, чем в морях.

Очень интересны данные об абсолютных массах кремнезема в апвеллингах. В апвеллинге Калифорнийского залива скорость седиментации достигает огромных значений (Calvert, 1966). Площадь участка накопления диатомового и радиоляриевого кремнезема в этом районе около 30 тыс. $км^2$. Скорость седиментации меняется здесь в широких пределах — от 120 до 4980 *Б*, достигая максимального значения (5400 *Б*) в котловине Гуймас. Абсолютные массы кремнезема в осадках залива колеблются также в значительных пределах — от 0,6 до 174 С и составляют в среднем около 50 С (Calvert, 1966), что много выше, чем даже в Охотском и Беринговом морях. Ежегодное поступление кремнезема в залив из рек намного меньше (0,55 млн. *т*), чем его поступление с водами океана (100 млн. *т*). Ежегодное накопление кремнезема в осадках Калифорнийского залива около 15 млн. *т*.

В апвеллинге Юго-Западной Африки, по С—14 для четырех колонок, значения скорости седиментации колеблются в широких пределах — от 150 до 1030 Б, или, в абсолютных массах,— от 6 до 43 С (Veeh a. o., 1974).

В этом районе наблюдаются два участка, обогащенные кремнеземом: главный, расположенный в южной части шельфа (площадь его приблизительно 50 × 220 $км = 11$ тыс. $км^2$), с концентрацией кремнезема 30—45%, в среднем 35%, и небольшой северный, расположенный ближе к устью р. Кунене (около 100 × × 50 $км = 5$ тыс. $км^2$), с содержанием кремнезема 10—30%, в среднем 15% (Емельянов, 1973). Если принять, в первом приближении, за среднее значение абсолютных масс твердой фазы осадка 25 С, то средняя абсолютная масса кремнезема для главного поля составит около 9 С, а для малого поля — около 4 С, что дает общие массы накопления кремнезема соответственно в год 0,99 и 0,2 млн. *т*. Суммарно это составляет около 1 млн. *т* кремнезема, что в 15 раз ниже, чем в Калифорнийском заливе.

Сопоставляя абсолютные массы кремнезема в апвеллингах с такими же в пелагиали, нельзя не обратить внимание на исключительную, совершенно необычную по значениям продуктивность апвеллингов. Наибольшие из известных в Мировом океане скоростей накопления кремнезема приходятся на Калифорнийский апвеллинг — 174 С, при огромном среднем значении — 50 С. Для апвеллинга Юго-Западной Африки величины почти на порядок ниже (4—9 С), но и эти значения очень высоки по сравнению со значениями, обычными для океанских поясов кремненакопления,—0,1—0,5, лишь в отдельных местах 0,5—1, а в морях до 2—5 С.

На основе детальных карт абсолютных масс $SiO_{2\ аморфн}$, составленных для океанов, появилась возможность прямого определения количества $SiO_{2\ аморфн}$, накапливающегося в год на дне в пелагических частях океанов (в млн. *т*, в скобках — в % от суммарной массы для Мирового океана): Атлантический океан —45,11 (26, 25), Индийский океан —61,90 (36,02), Тихий океан —64,82 (37,72); всего Мировой океан — 171,83 млн. *т* (100%). В этот подсчет не входят массы кремнезема, накапливающегося в апвеллингах (15 млн. *т* в Калифорнийском, 1 млн. *т* Юго-Западной Африки, 30—50 млн. *т* в Перуанском). Если учесть также и малоизученные апвеллинги (Аравийского моря, Западной Австралии и др.), то величина мобилизации кремнезема в зонах апвеллинга должна быть удвоена и составит ориентировочно около 100 млн. *т*, т. е. будет близка к половине кремненакопления в пелагиали, что говорит об огромной роли апвеллингов в кремненакоплении.

Сопоставим полученную цифру (171,8 + + 100 = 272 млн. *т* в год) с ежегодным поступлением кремнезема в океан с речными водами с суши (452 млн. *т*). Совершенно очевидно, что никаких дополнительных количеств кремнезема (связанного, например, с его поступлением из эндогенных источников) для объяснения кремненакопления привлекать не нужно. Пока, кроме биогенного кремнезема и алюмо-кремневого геля в областях развития металлоносных осадков, иных форм концентрации кремния в осадках не обнаружено. Около $^1/_3$ его количества, поступающего с суши, существует в рассеянной форме в виде небольших примесей (менее 10% от осадка). При образовании алюмо-кремневого геля отношение Si и Al равняется 4 :1,

Таблица 28

Зональное распределение комплексов (биоценозов) диатомовых в планктоне и их характерные особенности

Комплекс, виды	Размер, мкм	Стойкость к растворению	Широтные комплексы				
			арктобореальный	зона смешения	тропический	зона смешения	антарктический
Аркто-бореальный комплекс							
Bacterosira fragilis Gran.	16—20	4	▬▬	———			
Chaetoceros furcellatus Bail.	8—20	2					
Ch. concavicornis Mangin	12—36	2					
Ch. subsecundus Hust.	11—50	4					
Corethron hystrix Hensen	20—35	1					
Nitzschia grunowii Hasle (syn. Fragilariopsis oceanica Cl.)		2					
Denticula seminae Kanaya et Simonsen	20—50	4—5					
Asteromphalus robustus Castr.	25—50	4—5					
Thalassiosira nordenskioldii Cl.	12—43	4					
Th. gravida Cl.	17—62	4—5					
Biddulphia aurita Breb. et Godey	35—70	5					
Stephanopyxis Nipponica Gran. et Jendo.	24—36	5					
Тропический (экваториальный) комплекс							
Coscinodiscus nodulifer A. S.	20—200	5		———	▬▬	———	
Ethmodiscus rex Wall.	До 2000	3					
Asterolampra marylandica Ehr.	50—150	4					
Planktoniella sol Schütt	До 360	4					
Pseudoeunotia doliolus Grun.	5—70	4					
Rhizosolenia bergonii Perag.	20—59	3—4					
Rh. imbricata Bright.	100—500	1					
Rh. castracanei Perag.	135—380	1					
Rh. calcar-avis Schültze	8—1000	2					
Rh. acuminata (Perag.) Gran	160—175	1					
Chaetoceros coarctatus Laud.	30—40	2					
Ch. peruvianus Bright.	10—30	2					
Ch. messanensis Castr.	12—40	2					
Hemialus hauckii Grun.	8—75	2					
H. sinensis Grev.	12—90	1—2					
H. membranaceus Cl.	30—97	1—2					
Nitzschia bicapitata Cl.	2,5—30	2					
Sceletonema costatum Cl.	3,5—18	1					
Hemidiscus cuneiformis Wall.	100	4—5					
Corethron pelagicum Brun.	90—150	1					
Bacteriastrum elongatum Cl.	6—11	1					
Biddulphia mobiliensis Bail.	40—000	1					
B. sinensis Grev.	9—250	1					
Антарктический комплекс							
Corethron criophilum Castr.	20—33	1				———	▬▬
Nitzschia kerguelensis (O Meara Hasle syn. Fr. antarctica Hust.)	5—76	5					

Таблица 28 (окончание)

Комплекс, виды	Размер, мкм	Стойкость к растворению	Широтные комплексы				
			арктобореальный	зона смешения	тропический	зона смешения	антарктический
N. curta (Van Heurck) Hasle (*syn. Fr. curta Hust*).	13—42	3					
N. cylindrus (Grun.) Hasle (syn. Fr. cylindrus Helmcke et Krieger)	2—48	4					
N. separanda (Hust.) Halse (syn. Fr. separanda Hust.)	18—33	4					
N. ritscheri (Hust.) Hasle (Syn. Fr. ritscheri Hust.)	18—57	2—3					
Chaetoceros dichaeta Ehr.	7—13	1—2					
Charcotia actinochilus Hust.	50—150	4—5					
Navicula criophila De Toni	2—20	0—1					
Dactiliosolen antarcticus Castr.	30—40	0—1					
Nitzschia barkleyi Hust.	2—55	1					
Coscinodiscus lentiginosus Janisch.	30—100	5					
Thalassiosira gracilis Hust.		2—3					
Eucampia balaustium Castr.	30—40						
Schimperiella antarctica *Karst.*	*60—100*	5					
Thalassiothrix antarctica Schimp.	4—5680	3					

Примечание. Частота встречаемости видов комплексов следующая: ——— часто, ▬▬ очень часто. Стойкость диатомовых к растворению: 1 — очень нестойкие; 2 — нестойкие; 3 — средней стойкости; 4 — стойкие; 5 — очень стойкие.

т. е. если бы весь растворенный алюминий речного стока был связан с кремнеземом, то на это ушло бы не более $^1/_{10}$ части кремнезема речного стока.

Среднее содержание $SiO_{2\ аморфн}$ в осадках поверхностного слоя —4,6% (на натуральный осадок, данные 1542 анализов), в кернах бурения —2,42%, в осадках I слоя океанической коры (данные более 2 тыс. анализов) —4,20% (на натуральный осадок). Если исходить из средней абсолютной массы терригенного материала в пелагических осадках 1729,9 млн. *т*, $CaCO_3$—1080 млн. *т* и $SiO_{2\ аморфн}$ —171,83 млн. *т*, то общее накопление осадочного материала в Мировом океане составит 2981,82 млн. *т* в год). Исходя из этих соотношений, может быть определено среднее содержание $SiO_{2\ аморфн}$ в современных осадках. Оно равно 5,76%, что близко к приведенному выше (сделанному на основе точечных определений) среднему значению — 4,60%. Этот подсчет опять-таки убеждает в том, что неучтенных крупных источников кремнезема в океане не существует, разброс полученных значений находится в пределах точности метода.

ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КРЕМНЕЗЕМА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Из сказанного выше следует, что практически все современное кремненакопление в океанах, так же как и карбонатонакопление, связано с биосом. Поэтому разделение кремнистых осадков на типы, подтипы и классы следует проводить по преобладающим в осадках остаткам кремнистых организмов. Поскольку состав опала (его обводненность) и многие другие свойства кремнистого материала закономерно меняются в разных группах кремневых организмов и их

Генетические типы, подтипы и классы кремнистых осадков

Тип: биогенные кремнистые
- Подтип: планктогенные (связанные с остатками планктонных организмов)
  - Классы: диатомовые и радиоляриево-диатомовые (обычно с примесью силикофлагеллят)
  - радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые
- *Подтип: бентогенные (связанные с остатками* бентических организмов)
  - Класс: спикулевые

Тип: хемогенные (вулканогенные)

Таблица 29

Зональное распределение комплексов (танатоценозов) диатомовых и силикофлагеллят в донных отложениях и их характерные особенности

Комплекс, виды	Размер, мм	Стойкость к растворению	Широтные комплексы							
			арктико-бореальный	бореальный	субтропический	тропический северный	экваториальный	тропический южный	субантарктический	антарктический
Диатомовые										
Арктико-бореальный комплекс										
Thalassiosira nordenskioldii Cl.	12—40	4	60—70%							
Th. hyalina (Grun.)	16—50	3								
Th. gravida Cl.	17—62	4—5								
Th. kryophila Jorg.	50—110	3								
Bacterosira fragilis Gran.	16—20	4								
Chaetoceros furcellatus Bail.	8—20	2								
Ch. subsecundus Hust.	11—60	2								
Nitzschia grunowii Hasle (syn. Flagilaria oceanica Cl.)	3—60	2								
Melosira artica Dickie	14—40	4—5								
Porosira gracialis Jorg.	30—70	3—4								
Бореальный комплекс										
Biddulphia aurita Breb. et Godey	35—70	5		70%						
Coscinodiscus oculus-iridis Ehr.	100—300	5								
C. marginatus Ehr.	до 375	5								
C. curvatulus Grun.	40—100	4—5								
Thalassiosira excentrica Cl.	20—100	4—5								
Actinocyclus divisus Kiss.	67—80	4—5								
Asteromphalus robustus Castr.	25—50	4—5								
Denticula seminae Kanaya et Simonsen	20—50	4—5								
Stephanopyxis nipponica Gran et Jendo	24—36	5								
Rhizosolenia hebetata f. hiemalis Gran.	30—36	4								
Субтропический и северный тропический комплекс										
Thalassiosira decipiens Jorg.	10—40	3—4			50—%60					
Th. lineata Jouse	40—60	3—4								
Coscinodiscus stellaris Roper.	60—175	4—5								
C. wailesii Gran et Angst.	200—300	4								
Actinoptychus bipunctatus Lohman	40—100	4								
Pseudoeunotia doliolus (Wall.) Gran.	30—70	4								
Roperia tesselata (Roper.) Grun.	50—100	4								
Северный и южный тропический комплекс										
Coscinodiscus nodulifer A. S.	20—200	5				60—70%				
C. crenulatus Grun.	20—45	5								

Таблица 29 (продолжение)

Комплекс, виды	Размер, мм	Стойкость к растворению	Широтные комплексы							
			арктобореальный	бореальный	субтропический	тропический северный	экваториальный	тропический южный	субантарктический	антарктический
Nitzschia marina Grun.	do 200	4—5								
Planktoniella sol Schütt.	30—180	4								
Hemidiscus cuneiformis Wall.	do 100	4—5								
Thalassiosira oestrupii (Osft.) Pr.—Lavr.	do 25	5								
Rhizosolenia bergonii Perag.	20—530	3—4								
Ethmodicus rex Wall.	do 2000	3								
Asterolampra marylandica Ehr.	50—150	4								
Экваториальный комплекс										
Coscinodiscus africanus Janisch.	50—150	4					10%			
Triceratium cinnamomeum Grev.	40—70	4								
Asteromphalus imbricatus Wall.	100—150	4								
Rhizosolenia frima Karst.	?	3—4								
Actinocyclus ellipticus Grun.	30—300	4—5								
Субантарктический комплекс										
Nitzschia kerguelensis (O Meara) Hasle (syn. Fragilariopsis antarctica Hust.)	10—76	5							80—90%	
Coscinodiscus lentiginosus Janisch.	30—100	5								
C. bullatus Janisch.	30—75	3—4								
C. tumidus Janisch.	70—190	4—5								
C. kolbei Jouse	100—150	4—5								
C. gyratus Janisch.	36—75	4								
Schimperiella antarctica Karst.	60—100	5								
Thalassiothrix antarctica Schim.	960—5680	3								
Asteromphalus hookeri Ehr.	100	3—4								
Asteromphalus parvulus Karst.	22—48	3—4								
A. hyalinus Karst.	15—32	2—3								
Hemidiscus karstenii Jouse	30—60	4—5								
Антарктический комплекс										
Nitzschia curta (Van Heurck) Hasle (syn. Fragilariopsis curta Hust.)	3—42	3								80—90%
N. cylindrus (Grun.) Hasle (syn. Fragilariopsis cylindrus Helmcke et Krieger)	2—48	4								
N. sublineata Hasle (syn. Fragilariopsis sublinearis Van Heurck)	5—32	4								
Eucampia balaustrium Castr.	30—40	5								
Thalassiosira gracillis (Karst.) Hust.	30	2—3								
Th. antarctica Comber	15—60	2								
Charcotia actinochilus (Ehr.) Hust.	50—150	4—5								

Таблица 29 (окончание)

Комплекс, виды	Размер, мм	Стойкость к растворению	Широтные комплексы							
			арктo-бореальный	бореальный	субтропический	тропический северный	экваториальный	тропический южный	субантарктический	антарктический
Coscinodiscus furcatus Karst.	45—110	4—3								
C. oculoides Karst.	27—230	5—4								
C. symbolophorus Grun.	do 140	5—4								
Biddulphia weissflogii Janisch.	60—80	4								
Porosira pseudodenticulata (Hust.) Jouese	50—80	4								
Силикофлагелляты										
Арктo-бореальный, нотальный и антарктический комплексы										
Distephanus speculum (Ehr.) Hack.	30—60	5	———	—					———	
Экваториальный и тропический комплексы										
Distephanus speculum septenarius (Ehr.) Jorg.	30—60	5				—	———	———	—	
Dictyocha fibula Ehr.	30—60	5								
D. fibula var. fibula f. rhombica Schultz.	30—40	5								
D. fibula var. aculeata Lemm.	30—60	5								
Distehanus octonarius (Ehr.) Jorg.	30—60	4—5								

Примечание. Частота встречаемости комплексов следующая: ------- редко, ——— часто, ▬▬ очень часто. Цифры — содержание видов данного комплекса по отношению к общему числу видов.

комплексов и отвечают климатическим зонам, то и свойства кремнистых осадков из разных зон оказываются весьма различными. Так, радиоляриевые осадки резко отличаются от диатомовых и спикулевых, среди диатомовых выделяются полужидкие этмодискусовые илы, илы апвеллингов и целая гамма глубоководных илов разных климатических зон океанов.

Описание главных особенностей современных кремнистых осадков сделано ранее (Лисицын, 1966б), поэтому далее приводятся лишь наиболее существенные их черты.

Безусловно, господствующее место в современном и кайнозойском кремненакоплении в океанах играли диатомовые осадки, на более ранних этапах истории — радиоляриевые. Количество диатомовых в планктоне определяется климатической зональностью и связано с первичной продукцией $C_{орг}$ и с продукцией кремнезема. Качественный состав также закономерно меняется по зонам: биоценозы диатомовых в планктоне и взвеси и танатоценозы в осадках в настоящее время достаточно изучены.

Для выявления связей вещественно-генетических типов биогенного кремнистого материала с зональностью специально для настоящей книги В. В. Мухиной и С. Б. Кругликовой были составлены таблицы распределения биоценозов и танатоценозов диатомовых водорослей и радиолярий в океанах (табл. 28, 29, 30). Обращает на себя внимание то, что виды распределяются широтно, что четко выделяются комплексы биоценозов и танатоценозов трех поясов кремненакопления, различающиеся по видовому составу, размерам панцирей, их стойкости к растворению и другим показателям. Танатоценозы силикофлагеллят биполярны, а диатомовых водорослей различаются в северном и южном полушариях. Положение зон и их понимание несколько отличаются от принятого мной, но в главных своих чертах эти таблицы отражают четкую климатическую зональность современных кремнистых осадков, они дают возможность прогнозировать состав кремнистых остатков в разных климатических зонах, так же как данные рис. 105, 106 дают возможность прогнозировать состав кремнистых отложений океанов. Внутри поясов могут быть сделаны более детальные подразделения, в зависимости от экологических особенностей. Например, в южном поясе выделяют высокоантарктические и антарктические комплексы, в

Таблица 30

Зональное распределение комплексов (танатоценозов) радиолярий в донных отложениях и их характерные особенности

Комплекс, виды	Широтные комплексы океанов и комплексы отдельных морей						
	антарктический	северный тропический, экваториальный	тропический и субтропический	бореальный	Охотского моря	Берингова моря	Арктический
Антарктический комплекс							
Lithelius (?) nautiloides Pop.	———						
Spongurus pylomaticus pylomaticus Riedel.	----------						
Triceraspyris antarctica (Haecker)	----------						
p. Antarctissa Petruschewskaya	▬▬▬						
Sethoconus reschetnjakae Petrusch.	----------						
Saccospyris antarctica Haecker.	----------						
S. conitorax Petrusch.	----------						
Северный тропический комплекс							
Nephrospyris renilla (Hck.)		----------					
Amplispyris reticulata Ehr.		----------					
Tricoloampe cylindrica Hck.		———	----------				
Lophophaena hispida (Ehr.)		———	----------				
Centrobotrys termophila Petruschevsck.		----------					
Tribonosphaera centripitalis Hck.		----------					
Lamprocyclas maritalis ventricosa Nigrini		----------					
Spongocove puella Hck.		———	----------				
Ampirrhopalum ypsilon Hck.		———	----------				
Pterocanium praetextum praetextum Ehr.		———	------				
Anthocurtidium cineraria Ehr.		———					
Pterocorys hertwigii Hck.		———	------				
Botryocyrtis scutum (Hrtina)		———	----------				
Peromelissa phalacra (Hck.)		———	------				
Spongaster tetras tetras (Ehr.)		———	------				
Euchitonia elegans (Ehr.)		———	----				
E. furcata Hck.		———	----------				
Panartus tetrathalamus Hck.		———	----------				
Pterocorys cranoides Hck.		----------	———				
Heliodiscus asteriscus Hck.		———	----------				
Pterocorys junonis (Hck.)		----------	———				
Lithopera bacca Ehr.		----------	----------				
Lithocampe sp. Nigrini			----------				
Heterocantha dentata? Mast.		?	----------	----------			
Actinomma medianum Nigrini		----------	----------				
Spongaster tetras irregularis Nigrini		----------	———				
Theocorutium trachelium dianae Hck.		----------	----------				
Styptosphaera ? spumacea			———	----------			
Tholospira sp.			———	----------			
Бореальный и арктический комплекс							
Lithocampe plalicephala Ehr.	----------	?	----------	———	----------		
Artostrobus annulatus (Bailey)	———	----------	----------	———	----------	----------	----------
Cycladophora davisiana (Ehr).	———	----------	----------	———	----------		----------
Бореальный комплекс морей Дальнего Востока							
Dictyophimus clevei	----------	?		----------	----------		----------
Dictiophimus gracilipes Bailey	----------	?	?	----------	----------	----------	
Lithamphora furcaspiculata	----------	----------	----------	----------	----------	----------	----------
Lithomitra arachnea Ehr.	----------	----------	----------	▬▬▬	———	———	———

Таблица 30 *(окончание)*

Комплекс, виды	Широтные комплексы и комплексы отдельных морей						
	антарктический	северный тропический, экваториальный	тропический и субтропический	бореальный	Охотского моря	Берингова моря	Арктический
Theocorys borealis				----------			
Echinomma delicatulum (Dogiel)	----------	?	?	----------		----------	
Spongodiscus osculosus (Dreyer)	----------	----------	----------	----------			
Helotholus historicosa Jorg.	----------			----------	----------		
Cycladophora cornuta (Bailey)	----------	?		----------	----------		
Pterocorys corotnevi (Dogiel)				----------	----------	----------	
P. hirundo Hck.	----------			----------	----------	----------	
Lithocampe aguilonaris (Bailey)	----------			----------	----------	----------	
Botryocampe inflata Bailey				----------	————	----------	
Tholospyris borealis (Bailey)				----------	————	----------	
T. spinosus Kruglikova				----------	----------		
Saccospyris robustus Kruglikova				----------	----------		
Stilochlamidium venustus (Bailey)	?			————	▬▬▬	▬	
Rhizoplegma boreale (Cleve)	----------			----------	----------	----------	
Polysolenia arcticos Nigrini				----------		----------	
Spongurus pylomaticus borealis Kruglikova				————		----------	
Zygocircus microporus Pop.	----------			----------	————		
Chromyechinus borealis Dreyer				----------	----------		----------
Sphaeropile langii Dreyer				----------			
Enneaphormis rotula Hck.				----------			
Sethoconus tabulatus (Ehr.)	----------	?		----------	————		----------
Spongotrochus gracialis ? Pop.	————	?		----------	----------		----------
Amphimelissa setosa (Cleve)							----------
Stylodictya stellata Bailey					————		
S. validispina Jorg.	----------	?		————	----------		
Cycladophora Sp. Cf. C. davisiana Ehr.				----------	————		

Примечание. Частота встречаемости следующая: (-------- — редко, ———— — обычно).

северном — умеренные и холодновато-водные. В соответствии с циркумконтинентальной зональностью повсюду выделяются комплексы тонкоокремненных и плохо сохраняющихся в осадках неретических форм и более грубо окремненных — океанических.

Среди диатомовых и силикофлагеллят Перуанско-Чилийского апвеллинга выделяются два комплекса: один из них приурочен к холодным прибрежным водам (субтропические, умеренно теплолюбивые) и обеспечивает накопление диатомовых илов шельфа; второй приурочен к периферии океана и представлен тропическими формами (Жузе, 1972). Зональное распределение видов и комплексов, распределение первичных продукций $SiO_{2\ аморфн}$ в водах и абсолютных масс в осадках тесно связаны с зональностью природной среды (см. рис. 105). В конечном счете это приводит к тому, что вещественно-генетические типы кремнезема в осадках океанов (см. рис. 106) также зональны, но пояса кремненакопления существенно различаются не только по абсолютным массам, но и по составу биогенных остатков.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ КРЕМНЕНАКОПЛЕНИЯ

Черты зональности кремненакопления настолько отчетливы, что после отмеченных выше закономерностей необходимы лишь краткие дополнительные замечания.

Широтная (климатическая) зональность прослеживается в распределении видов и комплексов главных организмов-кремненакопителей (диатомовых водорослей, радиолярий, силикофлагеллят), она ясно видна и в распределении количественных показателей — процентных содержаний и абсолютных масс кремнезема. Важно отметить, что, как и для карбонатов, никаких халистаз в распределении организмов, взвеси и донных осадков не прослеживается,

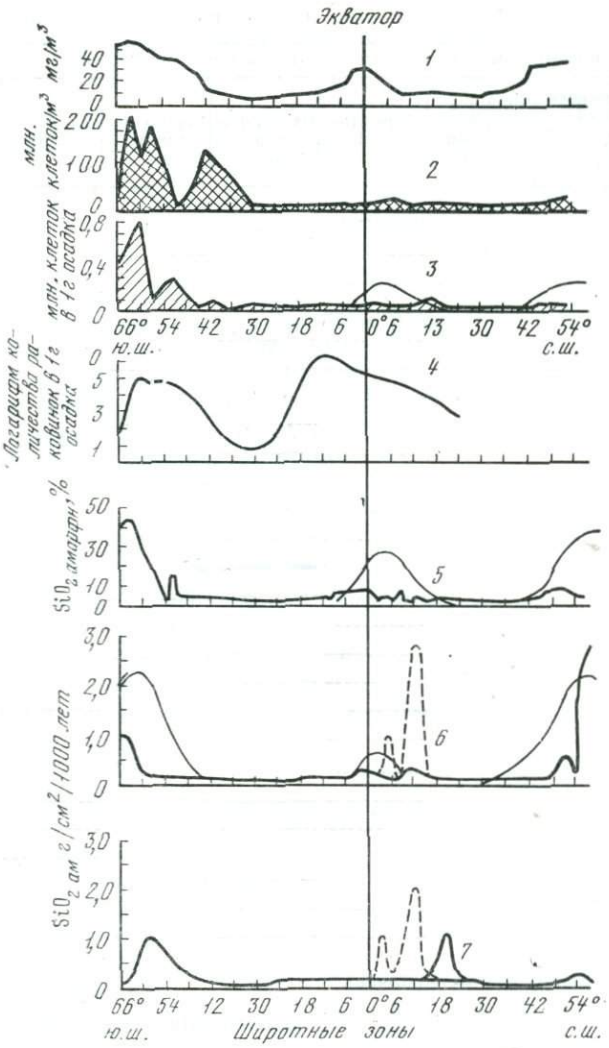


Рис. 105. Зональность распределения кремнезема на меридиональных разрезах через океаны

1 — распределение фосфора в воде (главный биогенный элемент, лимитирующий развитие фитопланктона); *2* — количество диатомовых во взвеси; *3* — количество диатомовых в донных осадках; *4* — количество панцирей радиолярий во взвеси Индийского океана; *5* — содержание кремнезема в донных осадках; *6* — абсолютные массы кремнезема в донных осадках (для голоцена), пунктир — для областей развития этмодискусовых илов; *7* — то же, для вюрма (11—80 тыс. лет)

их распределение определяется главным образом первичной продукцией.

Вертикальная зональность проявляется в разном темпе кремненакопления на разных батиметрических уровнях, в пределах одной и той же зоны продуктивности. С этим частично связаны более высокие абсолютные массы кремнезема в дальневосточных морях по сравнению с океанами. Наконец, для сохранности кремнезема в самом верхнем слое осадков существенное значение имеет скорость осадконакопления: чем она выше, тем больше вероятность сохранения кремнистых остатков. Растворение идет равномерно, а не скачкообразно, как для $CaCO_3$. Поэтому понятие о существовании КГ кремненакоплений, высказанное Б. Хизеном и др. (Heezen a. o., 1973), представляется ошибочным.

Постоянная примесь неретических диатомовых водорослей — одно из отчетливых проявлений циркумконтинентальной зональности. Этот признак может быть использован и для восстановления положения шельфов в отложениях геологического прошлого.

Кремнистые осадки на дне океанов настолько тесно связаны с первичной продукцией и климатической зональностью, что они являются как бы фотографией распределения первичной продукции в геологическом прошлом (Лисицын, 1966в). За немногие годы, прошедшие после того, как была обоснована эта идея, она стала общепринятой и широко используется для выделения продуктивных зон и климатов при палеоокеанографических реконструкциях кернов бурения. В настоящее время получены и количественные параметры.

КРЕМНЕЗЕМ В КОЛОНКАХ ДОННЫХ ОСАДКОВ И КЕРНАХ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

История кремнезема не заканчивается и в толще донных осадков. Значительная часть биогенных остатков далее растворяется, переходит в иловые растворы и затем концентрируется в виде стяжений и линз кристобалитовых и кварцевых (халцедоновых) кремней. Общая направленность преобразований: опал — кристобалит — кварц. Имеется и другая точка зрения о возможной связи кремней в колонках и кернах глубоководного бурения с вулканогенным материалом (в основном со стеклом), а также с просачиванием термальных растворов из базальтов ложа.

Средняя концентрация растворенного Si в иловых водах кернов бурения составляет около 0,4 *ммоля/л*, что много выше, чем в водах океана (Siever a. o., 1965). Следует отметить, что данные, полученные до 1971 г., ставятся под сомнение, поскольку было установлено, что концентрация Si в кернах быстро меняется в зависимости от температуры отжима, а также от времени хранения пробы до отжима иловых вод, что ранее не учитывалось (Fanning, Pilsen, 1971; Hurd, Teyer, 1975). Обнаружено, что концентрация Si постепенно растет вниз по длине керна, обычно одновременно с ростом числа растворенных кремнистых остатков.

В составе иловых вод были обнаружены также и другие закономерные изменения, связанные с ростом возраста отложений: увеличение

содержания HCO_3^-, Ca^{2+} и одновременно с этим уменьшение содержания ионов Mg^+ и K^+ (Presly, Kaplan, 1970; Manheim, 1974). Предполагалось, что избыток Mg идет на образование аутигенного доломита, а K — на образование аутигенного иллита. Минералогические исследования кернов глубоководного бурения показали, что практически нигде образования доломита не происходит. Нет и прямой корреляции между содержанием кремнезема в иловых водах и распределением глинистых минералов. Кремнезем идет в основном на образование цеолитов, а также концентрируется в виде отдельных прослоев кремней; предполагается также, что могут образовываться аутигенные сепиолит и палыгорскит. Было показано (см. рис. 104,*Б*, *В*), что особенно быстрое возрастание концентрации растворенного Si в иловых водах имеет место в самых верхних слоях осадочной толщи, мощностью всего около 30 *см* (Hurd, 1973). Этот очень рыхлый слой, из которого по мере уплотнения удаляется избыток влаги, в целом составляет около 1,5 *м* (Лисицын, 1974). Были выполнены приблизительные подсчеты поступления кремнезема за счет диффузии из иловых вод в придонном слое — около $3{,}2 \cdot 10^{14}$ *г* в год (Wollast, 1974), по другим данным — 0,1—0,5 С или в целом для океанов $0{,}6—7{,}9 \cdot 10^{14}$ *г* в год (Fanning, Pilson, 1971; Hurd, 1973). Эта величина близка к поступлению кремнезема с речным стоком, и, возможно, даже превышает его, она должна учитываться в оборотной части баланса кремнезема.

Поскольку влажность верхнего слоя осадков составляет около 70%, а в мезозойских отложениях около 40%, то избыток влаги (30%) удаляется вместе с входящими в иловую воду элементами. При этом образуется медленный поток иловых вод из донного в придонный слой.

Образование сплошных стяжений кремней, кремневой цементации или окремнения возможно только тогда, когда концентрация Si в иловых водах соответствует насыщению или превышает его, что нигде не отмечалось. Недосыщенность иловых вод Si связана со стойкостью кремневых панцирей к растворению, что обусловлено наличием защитных пленок на панцирях. Эти пленки удаляются при кислотной обработке панцирей, причем их растворимость растет после этого на 3—6 порядков величин (Hurd, 1973). Предполагается, что их поверхность защищена ионами Fe, Mg и др., она имеет сильный отрицательный заряд.

Концентрация Si в иловых водах связана с первичной продукцией: больше всего концентрация в кремневых поясах, повышена — в областях поступления панцирей диатомовых в осадки (см. рис. 104, *Б*). Ни в одном из кернов не удалось получить цельного прослоя кремней: обычно это мелкие осколки, вкрапленные в пластичный осадок.

Из 160 скважин, пробуренных в Тихом океане, кремни были встречены в 64 (40%). По возрасту кремни охватывают широкий интервал — от поздней юры до плейстоцена (рис. 107). С увеличением возраста закономерно растет вероятность встречи кремней, что также является одним из доводов в пользу диагенетического их образования.

Кремни образуют мелкие линзы, пласты небольшой протяженности, тела неправильной формы в осадках самого разнообразного состава. В масштабах Атлантики эти отдельные образования объединяются в отражающий слой А протяженностью в тысячи километров (Herman, 1972).

Кремни обычно коричневатые и бурые, с раковистым изломом, пористые, очень твердые и хрупкие. По составу главная часть кремней кристобалитовая, а в самых древних отложениях и карбонатных породах — кварцевая (халцедоновая).

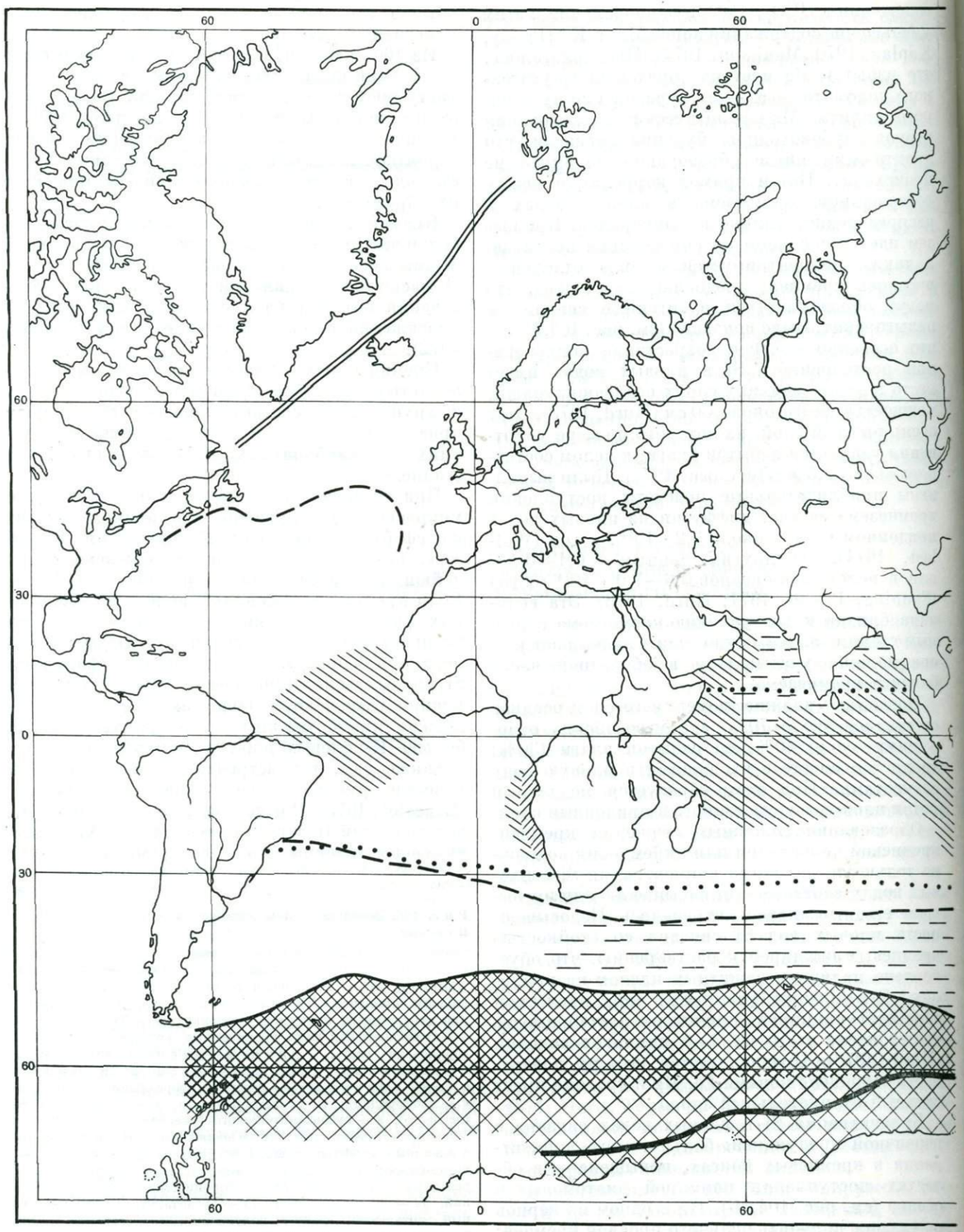
При исследовании с помощью сканирующего микроскопа установлено, что кремни состоят из сферул (микроглобуль) диаметром 15—30 *мкм*, которые в свою очередь сложены мельчайшими пластинками толщиной 300—500 Å. Если кремни являются застывшими гелями иловых растворов, то интересно сопоставить их распространение с другими аутигенными минералами, образующимися при трансформации Si иловых вод. Эмпирически установлено, что кремни встречаются чаще там, где осадки содержат клиноптилолит, а не филлипсит, где больше K-полевых шпатов, чем плагиоклазов, а также там, где встречается палыгорскит в качестве руководящего глинистого минерала (Lancelot, 1973). В отделе физико-геологических исследований Института океанологии АН СССР выяснены основные свойства кремней бурения,

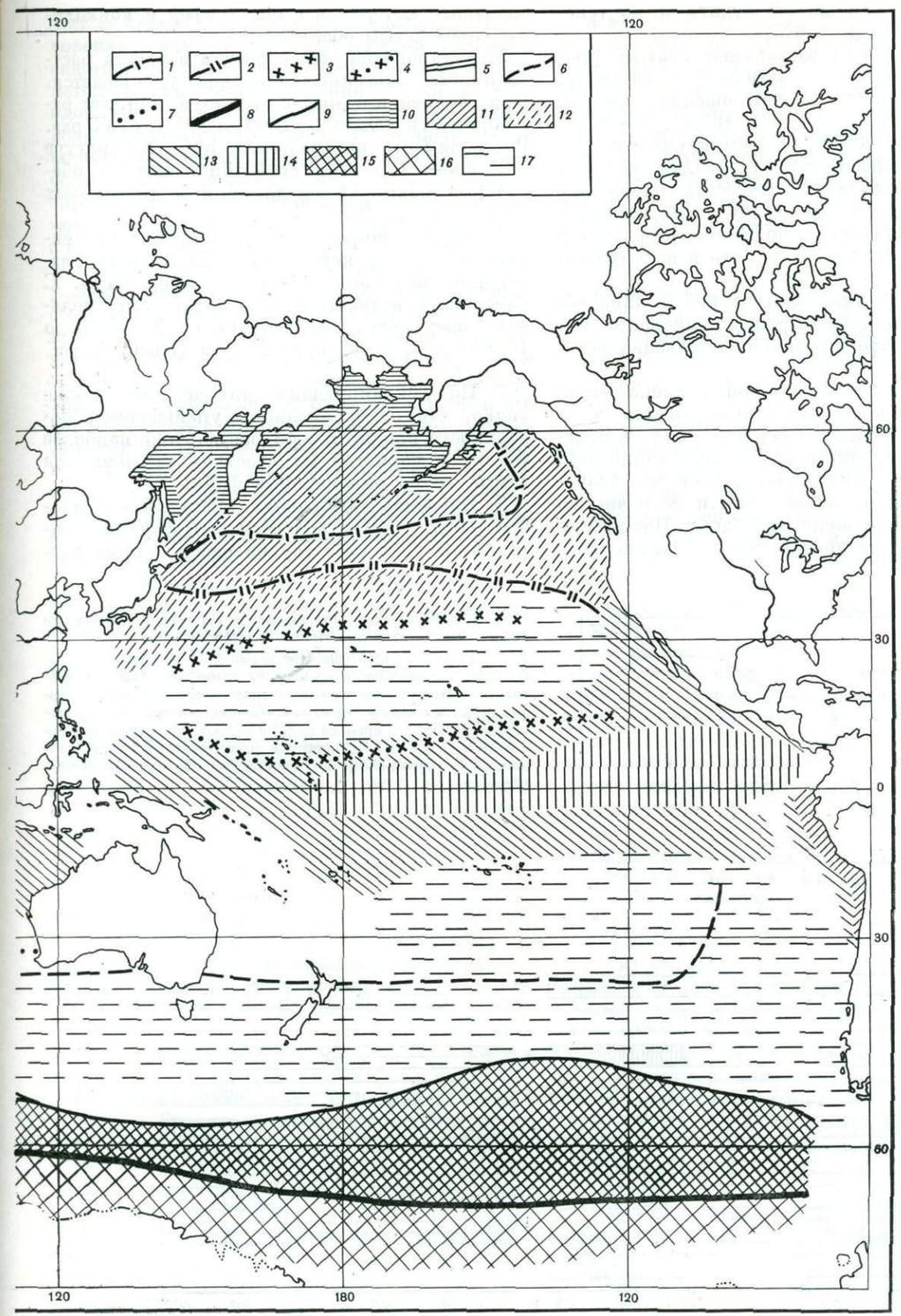
▶

Р и с. 106. Зональные типы кремнистых отложений в морях и океанах

Осадки с радиоляриями (Кругликова, 1969, 1975); Петрушевская, 1967, 1975; Hays, 1965, Nigrini, 1967; Petrushevskaya, Bjorklung, 1974): *1* — южная граница распространения *бореального комплекса* в Тихом океане; *2* — граница распространения тропического комплекса (северная часть Тихого океана); *3* — субтропическая часть тропического комплекса; *4* — экваториальная часть. Граница распространения комплексов в Атлантическом и Индийском океанах: *5* — северная, *бореального комплекса*; *6* — тропического; *7* — экваториального; *8* — антарктического (ледового); *9* — субантарктического (умеренного).

Диатомовые и преимущественно диатомовые. Комплексы диатомей (Жузе, и др., 1969; Козлова, 1969, и др.): *10* — аркто-бореальный (ледовый северного полушария); *11* — бореальный (умеренный); *12* — субтропический; *13* — тропический; *14* — экваториальный; *15* — субантарктический (умеренный, нотальный, южного полушария); *16* — антарктический (ледовый); *17* — диатомеи отсутствуют


60
0
60
60
30
0
30
60
60
0
60


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
120
120
60
30
0
30
60
120
180
120

которые дают возможность судить об их генезисе (Левитан и др., 1975).

Следующие факты заставляют считать правильной биогенно-диагенетическую гипотезу.

1. Установлено, что соотношения элементов-гидролизатов в кремнях те же, что и во вмещающих их осадках. Кремни как бы пропитывают и цементируют эти осадки. В связи с привносом кремнистого вещества содержание остальных компонентов, в том числе и микроэлементов, снижается, но отношения между ними выдерживаются те же, что и в окружающих осадках.

2. Детальный минералогический анализ обломочных и тонкодисперсных минералов показывает сходство кремней и вмещающих осадков.

3. Наблюдается закономерная смена минеральных форм кремнезема по вертикали, т. е. во времени,—от опала в верхних слоях к кристобалиту, а в карбонатных осадках к халцедону.

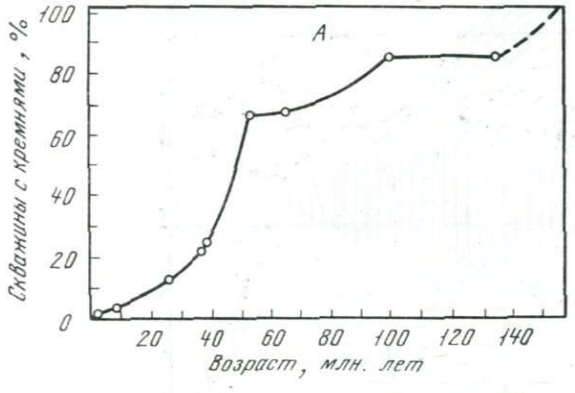
4. Изучение кремней показывает, что значительную их часть нужно отнести не к чистым кремням, а к окремненным осадкам. Под микроскопом часто прослеживается замещение карбонатного материала фораминифер и
тов кремнистым веществом.

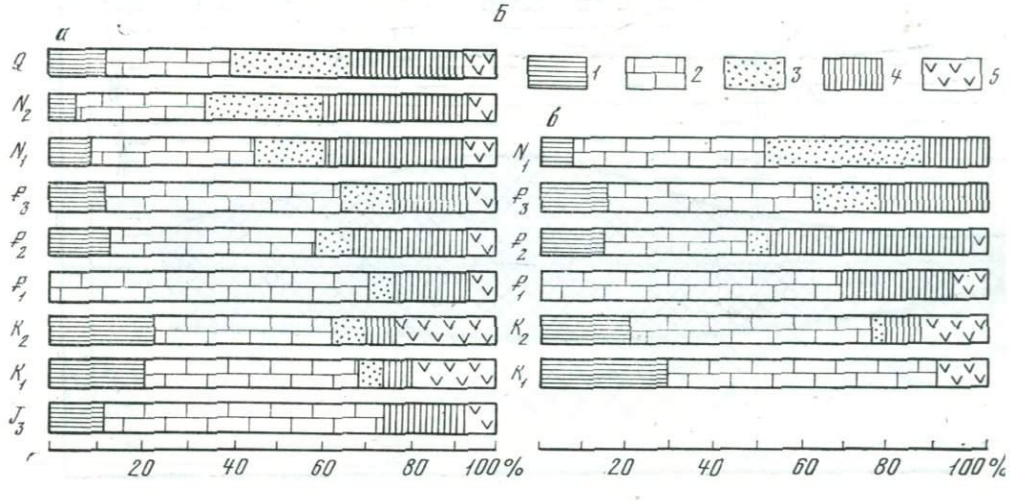
5. Установлено, что с ростом возр
воримость биогенных остатков уме
При изменении возраста от 0 до 40 мл
створимость падает от 1000 до 200, т.
Растворимость определялась при те
3 °С после удаления кислотой защи
лочек и панцирей радиолярий и д
(Hurd, Teyer, 1975).

6. Другим показателем растворени
ного материала кернов бурения явл
менение величины удельной повер
изменением возраста от 0 до 40 млн.
ная поверхность уменьшается от 25
10—30 $м^2/г$, т. е. в 8—27 раз (Hu
1975).

7. Под сканирующим микроскоп
видно, что одновременно с уменьш
верхности панцирей идет растворени
тонких и пористых их участков, со
самые грубо окремненные формы.

8. Изучение содержания кремнезе
вых водах также подтверждает фа
рения. В ряде мест трудно решить,





Р и с. 107. Распространение кремней в 152 кернах Тихого океана в зависимости от возраста и литолог

А — зависимость встречаемости кремней от возр
висимость встречаемости кремней от литологии о
нах: а — частота встречаемости основных типов о
нах (в %) в зависимости от геологического возра
тота встречаемости кремней (в %) в разных типах
пы осадков: *1* — глинистые пелагические; *2*
ные; *3* — терригенные; *4* — кремнистые; *5* — в
(Левитан и др., 1975)

жит ли кремнезем иловых вод к продуктам растворения панцирей, или он связан с поступлением эндогенного материала. Недавно разработан метод однозначного решения генезиса SiO_2 иловых вод с использованием изотопов кислорода (Лисицын и др., 1976). Изотопный состав иловых вод впадины Бауэр и металлоносных осадков Восточно-Тихоокеанского поднятия определяется растворением кремнезема диатомовых водорослей и радиолярий, а не связан с его просачиванием из эндогенного источника.

9. Наблюдается закономерная связь между распространением в осадках остатков кремнистых организмов и появлением кремнистых прослоев. С исчезновением кремнистых остатков или с их сильной коррозией сопряжено обычно появление прослоев кремней. Это связывается с растворением опала панцирей и его перемещением в иловых водах с последующим отложением (в наиболее благоприятных с физико-химической точки зрения слоях) на геохимических барьерах кремнезема. Такие барьеры находятся на небольшом расстоянии (чаще всего несколько метров) от слоев —источников кремнезема.

10. Наиболее надежные данные могут быть получены путем изучения самого кремнистого вещества, в частности изотопного состава кислорода в молекуле кремнезема, а также изотопного состава водорода, входящего в воду молекулы опала. Для эндогенных кремней можно ожидать $\delta\ O^{18}$ порядка 20—25‰ и ниже, а в обсидианах до 7—10‰. Изотопный анализ семи проб кремней из кернов 6-го рейса бурения (Левитан, др., 1975) показал, что $\delta\ O^{18}$ находится в пределах 31,05—37,5‰, в пробах 7-го рейса бурения —от 34,3 до 37,2‰ (Knauth, Epstein, 1975). Значения близки к изотопному составу панцирей радиолярий (34,0—39,0, в среднем 38,0‰) и диатомовых (всегда выше 30,0‰), а также к изотопному составу иловых вод. Сходный изотопный состав кислорода был обнаружен и в типичном аутигенном минерале — филлипсите (34,0‰). Полученные значения ближе всего к диатомовому материалу, который и преобладает среди кремнистых остатков изученных колонок и исчезает близ кремнистых прослоев.

Изотопные определения показывают, что источником Si для образования кремней в кернах бурения являются биогенные остатки.

По мере увеличения возраста отмечается уменьшение $\delta\ O^{18}$ от 38,05‰ для кремней среднего эоцена до 31,05‰ для кремней поздней юры. Температура, при которой происходило перемещение гелей кремнезема, по данным анализа изотопов кислорода, равнялась 20—30 °С (Левитан, и др., 1975). По другим данным, она была в пределах 5—13 °С для эоцена —мела и максимально достигала 32° при образовании кварца (Knauth, Epstein, 1975).

11. Прослои кремней отмечены и в вулканогенных осадках, где почти нет кремнистых панцирей организмов. Источником кремнезема здесь были вулканические стекла. В вулканогенных осадках прослои кремней отмечаются только в отложениях древнее эоцена, в то время как в других типах осадков они обнаружены уже в четвертичных — позднетретичных отложениях. Это говорит в пользу большей стойкости стекол к растворению сравнительно с остатками организмов. Девитрификация вулканических стекол считается источником Si для образования кремней (кристобалита), а также клиноптилолита и монтмориллонита в керне ст. 12 в Атлантическом океане (Peterson a. o., 1970).

12. В олигоцен-четвертичных осадках главная часть прослоев кремней тяготеет в Тихом океане к трем поясам кремненакопления. В более древних отложениях отмечается «расплывание» кремней по отношению к поясам, что особенно ярко видно для поздней юры — мела. Очевидно, это связано с историей диатомовых водорослей, а также с участием иных источников кремнезема, со смещениями океанских плит и продуктивных зон.

13. Устанавливается определенная связь в появлении первых (от базальтового ложа) кремней с мощностью осадочной толщи: наибольшие глубины залегания первых кремневых прослоев отмечаются там, где мощности мезокайнозойских отложений максимальны (периферия океанов, экваториальная продуктивная зона). В аридных зонах они встречены на минимальных глубинах. Эта связь кремней с климатической зональностью и биологической продуктивностью опровергает представление о вулканическом генезисе первых, т. е. самых древних кремней.

14. В металлоносных осадках восточной части Тихого океана, где поступление эндогенного вещества устанавливается со всей очевидностью, прослоев кремней в колонках и кернах бурения не обнаружено.

Кремни сходного состава были получены и в длинных колонках в продуктивных зонах северной части Тихого океана (Heath, Moberly, 1971), а также в Антарктике (Wise a. o., 1972). Нередко их получают и при драгировании, в частности в Курило-Камчатском желобе (Левитан и др., 1975).

Важные материалы для понимания проблемы кремнеобразования получены и на суше. Порядок раскристаллизации опала детально изучен для диатомитов формации Монтерей в Северной Америке (Ernst, Calvert, 1969). Эти изменения стадийны: опал переходит сначала в кри-

стобалит, а далее — в кварц. Ранее считали, что аморфный опал переходит в криптокристаллический халцедон, затем — в мелкозернистый кварц.

Вертикальная зональность преобразований кремнезема и минерального состава кремней выявлена и при изучении морских кремнистых пород, обнажающихся на другом берегу Тихого океана — на Западной Камчатке (Гречин, 1972). По мере погружения неогеновых отложений, как и в кернах бурения, постепенно уничтожается исходная их органогенная диатомовая структура и происходят минеральные преобразования кремнезема в направлении опал → кристобалит → кварц (халцедон). Граница перехода опала в кристобалит отвечает глубине около 1000 *м* и температуре 30—40 °С, что близко к определениям в кернах бурения.

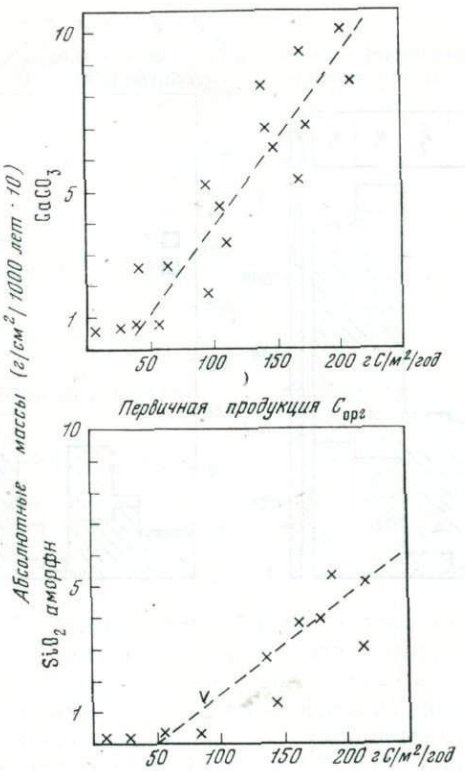
Преобразования андезито-дацитовых пеплов, по данным этого автора, идут в направлении образования бентонитов, а не кремнистых пород, и лишь незначительная часть кремнезема при этом может обогащать породы. Часть стекла сохраняется в миоценовых отложениях без изменений. В кернах бурения опаловые панцири и раковинки также нередко сохраняются без изменений, вплоть до позднеюрских — раннемеловых отложений. В то же время раскристаллизация опала из иловых вод начинается с позднетретичного времени с максимумом в эоцене. Это говорит о том, что раскристаллизация опала, входящего в целые панцири организмов, не происходит, она возможна только после нарушения первичной структуры панциря. Известны случаи замещения первичного опала или карбоната панцирей кремнеземом, т. е. процессы окремнения с возникновением кристобалита или даже кварца, поскольку замещение идет из растворов. В карбонатных (кокколитовых) осадках отмечается образование кварца минуя стадию кристобалита (Greenwood, 1969). В кернах Атлантики удалось выявить и стадии преобразования кремней (Rad, Röch, 1974).

* * *

Приведенные выше данные позволяют сделать некоторые выводы о роли биогенной седиментации в осадочном процессе.

1. Организмы океанов, поставляющие в осадки $CaCO_3$, $SiO_{2аморфн}$, органическое вещество и ряд других элементов и соединений, тесно связаны между собой пищевыми цепями. Начальным звеном в них является поставка биогенных элементов, необходимых для развития океанской растительности, с ее последующим использованием организмами зоопланктона. Этим и очерчивается принципиальный контур всей модели, ее отличие от многочисленных физико-химических моделей, предлагавшихся ранее. В том, что это действительно так, можно было убедиться на всех этапах изучения биогенного материала — от морской воды через взвесь к современным донным отложениям, а затем и к древним осадочным толщам в кернах бурения.

2. Биогенная седиментация — главный процесс, определяющий накопление в осадках морей и океанов $CaCO_3$, $SiO_{2аморфн}$, органического вещества, а также трансформацию многих элементов и соединений (биофильтрацию взвеси терригенной и биогенной, экстракцию растворенных форм элементов и перевод во взвесь, перевод взвешенных нерастворимых соединений в растворимые органо-минеральные и др.). Биогенному материалу принадлежит колоссальная роль в транспортировке осадочного материала. Достаточно сказать, что ежегодный синтез $C_{орг}$ равен около 20 млрд. *т*, что в переводе на органическое вещество ($n \cdot 1{,}82$) составляет 36 млрд. *т*, т. е. больше, чем поставка терригенного материала с суши. Если пересчитать биогенный материал на сухой вес, то получится значение, превышающее терригенный сток в 5—10 раз. Из этого количества только ничтожная часть достигает дна. Главная же часть материала растворяется и вновь вступает в биологический круговорот. Непрерывный захват веществ из поверхностных вод и их осаждение на глубины вместе с отмершим планктоном приводят к тому, что в поверхностных водах (в пределах фотического слоя) биогенные элементы очень быстро захватываются планктоном, возникает постоянный дефицит питательных веществ. Расцвет жизни возможен только там, где существует непрерывное обновление питательных веществ в фотическом слое — в зонах дивергенции и прибрежных апвеллингах. Именно в этих зонах, тесно связанных с продуктивными зонами суши (зоны лесов и степей) и генетически с ними сопряженных через климат, и происходит главное биогенное осадконакопление. О масштабах его можно судить не только по цифрам поставки сухого вещества или органического вещества планктона, но и по накоплению $SiO_{2\ аморфн}$ в поверхностных водах. Если принять значение первичной продукции в 20 млрд. т $C_{орг}$ (Кобленц-Мишке и др., 1965, 1971), то по характерному отношению $SiO_{2\ аморфн}/C_{орг}$ ежегодный захват кремнезема планктоном составляет 46 млрд. *т*, т. е. в 100 раз больше, чем его поставка с суши. Понятно, что для обеспечения потребностей организмов в Si (который относится к биогенам) необходимо быстрое растворение его и новое участие в круговороте. Среднее время существования вещества в виде панцирей



Р и с. 108. График связи абсолютных масс $CaCO_3$ (*а*) и SiO_2 аморфн. (*б*) в донных осадках от первичной продукции фитопланктона на поверхности океана (глубины меньше критических)

и протоплазмы — 2—4 суток, а P и N — около 10—200 час. В конечном счете дна достигает и захороняется в верхнем слое, по нашим подсчетам методом абсолютных масс, 0,171 млрд. *т* кремнезема, а главная часть (99%) растворяется в толще вод, а также в толще донных осадков (около 0,3 млрд. *т*).

3. Главный механизм, регулирующий ход современного и древнего биогенного осадконакопления,— биохимический, а не физико-химический. Господство физико-химических процессов завершилось с появлением жизни в океане! Определяющая роль фотосинтеза в поступлении карбонатного и кремнистого вещества в донные осадки ясно видна на рис. 108: чем больше масштабы фотосинтеза и чем выше первичная продукция, тем интенсивнее накопление биогенного материала на дне (для глубин меньше КГ).

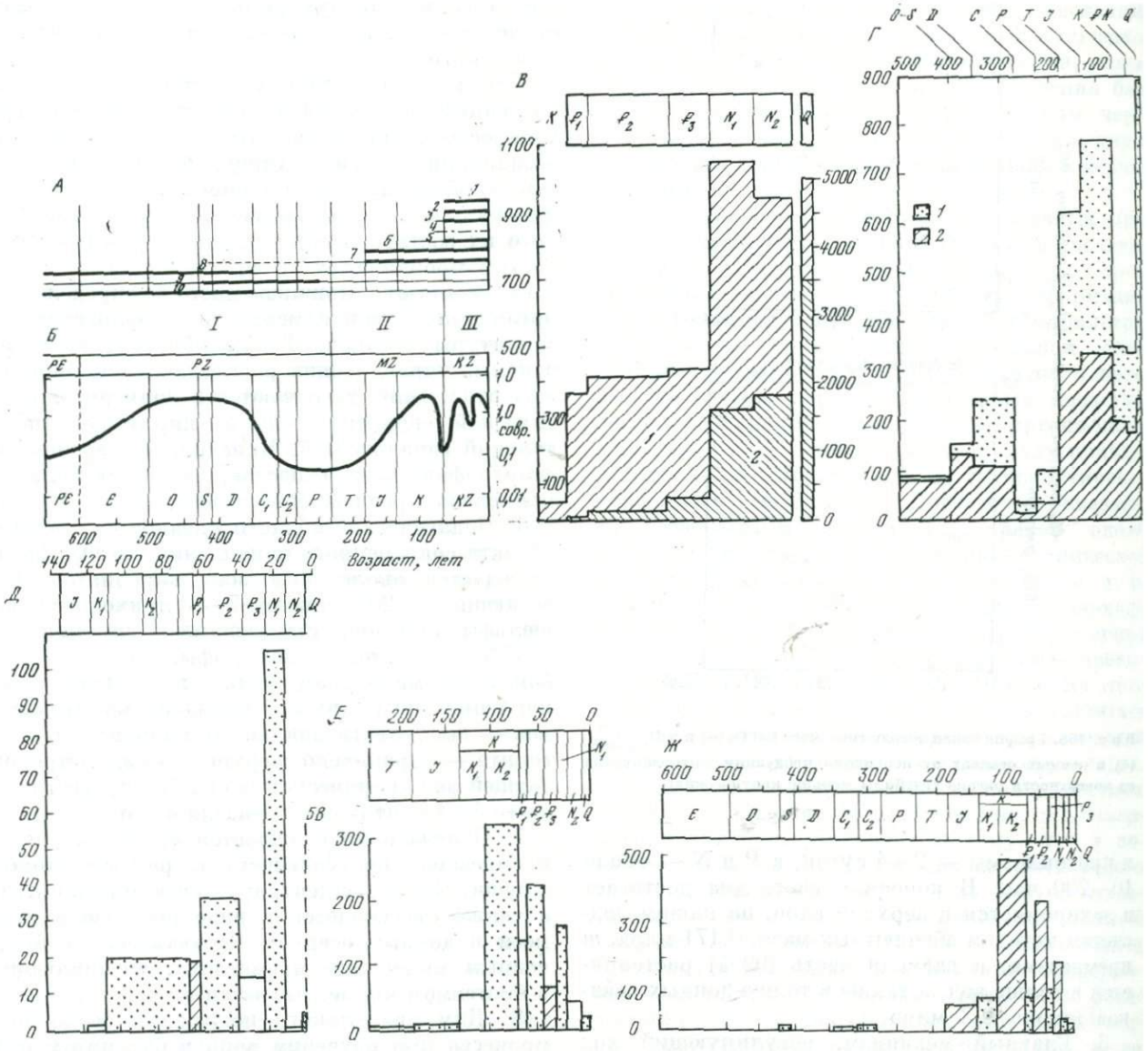
4. Масштабы биогенного процесса различны в разных зонах океанов. Ледовые зоны являются запретными для биогенных осадков, здесь развитие жизни ограничено недостатком света, низкой температурой и деятельностью льдов. Биологическую пустыню представляют собой и аридные зоны океанов, соответствующие пустыням суши. Главную роль биогенный процесс играет в гумидных зонах, а также в областях апвеллингов.

5. На каких бы уровнях мы ни рассматривали биогенный осадочный материал — на уровнях распространения отдельных видов, групп или ассоциаций (ценозов), типов, подтипов и классов карбонатных и кремнистых отложений, минерального и химического, а также изотопного их состава, всегда с достаточной отчетливостью проявляются те закономерности, которые диктуют прижизненное распределение организмов,— закономерности биологической структуры океанов. Таким образом, главные законы, управляющие распределением биогенных отложений, включаются в понятия климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностей. Конечно, нельзя искать фотографического сходства, но принципиальная связь прослеживается всегда.

6. Пелагические области океанов — главные области современного накопления $CaCO_3$. Здесь осаждается около 80% всех карбонатов. Из остающихся 20% около 7—8 приходится на шельфы океанов, столько же — на моря и 4—7% — на коралловые рифы. Главным карбонатным минералом является кальцит. Накопление двух других карбонатных минералов — высокомагнезиального кальцита и арагонита — ограничено верхней 3-километровой толщей вод тропической зоны: она захватывает всего 7—8% от общей площади океанов.

7. В пелагиали осаждается около половины кремнезема, поступающего с речным стоком с суши. Часть концентрируется в апвеллингах, а также рассеивается в виде небольшой примеси к донным осадкам. Практически единственным минералом кремнезема, возникающим в биогенном цикле, является опал.

8. Для правильного понимания осадочного процесса при изучении кернов бурения и осадочных образований на суше важно выяснить, когда именно сложились те основные параметры биологической системы, которые определяют ход осадочного процесса в океанах и морях. Рассмотрению этого вопроса посвящено несколько блестящих работ Х. Таппан и А. Леблека (Tappan, Loeblich, 1971, 1973; Tappan, 1968, 1971). Прослеживая историю возникновения первичной продукции, а также историю планктона и бентоса, они пришли к выводу, что могут быть намечены три основных этапа эволюции планктона: 1) проявление планктона с покровами из органического вещества, почти не сохраняющегося в осадках,— практически весь палеозой; 2) появление карбонатного планктона (с ранней юры); 3) появление кремнистого планктона (кайнозой) и его развитие одновременно с карбонатным. Смены планктона



Р и с. 109. Эволюция породообразующих планктонных организмов в океанах

А — изменение роли различных организмов во времени: *1* — господство бесскелетных организмов (докембрий, палеозой); *2* — то же, карбонатных (средний — поздний мезозой — кайнозой); *3* — то же, кремнистых и карбонатных (с позднего мела *до современного*). Группа организмов планктона: *1* — дискоастеры; *2* — эбридии; *3* — диатомовые; *4* — эвгленовые; *5* — силикофлагелляты; *6* — кокколитофориды; *7* — динофлагелляты; *8* — акритархи; *9* — зеленые водоросли; *10* — синезеленые водоросли. *Б* — изменение продукции фитопланктона и содержания кислорода в атмосфере. Современный уровень (1,0), *шкала условная* (Tappan, 1968, 1971). *В* — *Ж* — изменение видового разнообразия. Слева — число видов для каждого геологического периода. Шкала времени — сверху (Tappan, Loeblich, 1973).

Кремнистый планктон (*В* — *Д*): *В* — диатомовые водоросли: *1* — Centrales; *2* — Pennales [масштаб числа видов для современной эпохи (справа) увеличен в 5 раз]. *Г* — радиолярии: *1* — Nassellaria; *2* — Spumellaria. *Д* — *силикофлагелляты* (современных видов — 58). *Карбонатный планктон* (*Е* — *Ж*): *Е* — нанопланктон; *Ж* — планктонные фораминиферы

в ходе эволюции приводили к изменению содержания кислорода в атмосфере и океане — или его снижению в 10 и более раз по сравнению с современным или к его повышению в 2—5 раз. Последний этап в развитии планктона связан с появлением диатомовых водорослей — главного продуцента органического вещества и кремнезема в океанах. Они появились в юре — мелу, но расцвета достигли только в кайнозое (пеннатные формы начиная с миоцена). Силикофлагелляты появились в массовых количествах позже диатомовых — в сеномане, с максимумом видов в миоцене и последующим снижением. Радиолярии — наиболее древние из планктонных кремнистых организмов, они известны на протяжении всего фанерозоя, но максимум их приходится на меловое время и современный этап.

Таблица 31

Абсолютные массы терригенного и биогенного (карбонатного и кремнистого) материала в речном стоке и в пелагических осадках океанов (млрд. *т* в год в числителе, % в знаменателе)

Вид осадочного материала	Речной сток	Пелагические осадки			
		Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан	Мировой океан
Терригенный	22,1 / 92,4	0,642 / 52,19	0,304 / 50,88	0,784 / 67,90	1,730 / 58,02
Биогенный	1,82 / 7,6	0,588 / 47,8	0,293 / 49,11	0,37 / 32,08	1,251 / 41,98
карбонатный ($CaCO_3$)	1,36 / 5,7	0,543 / 44,14	0,231 / 38,74	0,305 / 26,46	1,079 / 36,22
кремнистый ($SiO_{2_{аморфн}}$)	0,46 / 1,9	0,045 / 3,66	0,062 / 10,37	0,065 / 5,62	0,172 / 5,76
Итого	23,92 / 100	1,230 / 99,99	0,597 / 99,99	1,154 / 99,98	2,981 / 100

Карбонатные планктонные организмы приобрели заметное значение почти одновременно, с начала юры — нижнего мела (рис. 109). Их максимум приходится на верхний мел, когда число видов карбонатного наннопланктона и фораминифер было почти в 100 раз больше современного.

9. Работа сложной и мощной биологической системы в океане и на суше тесно связана с многими факторами неживой природы — поставкой элементов в воду с суши или из эндогенных источников, что в свою очередь связано с высотой континентов и ходом выветривания на них, с системой циркуляции, распределением тепла и влаги и др. Поэтому модели карбонатной и кремневой седиментации по существу лишь небольшие ячейки в сложной модели, охватывающей процессы живой и неживой природы на Земле.

10. Из обобщающей таблицы структуры осадочного материала (табл. 31) следует, что главная часть терригенного вещества (92%), поступающего из рек, осаждается по периферии океанов, на глубинах менее 3 тыс. *м*.

Следствием такого размещения масс терригенного вещества является резкое изменение структуры осадочного вещества в пелагиали, сравнительно с исходной речной, в сторону возрастания вклада биогенного планктонного материала (до 42% против 7,6% в веществе речного стока).

Для биогенных компонентов вещества, как и для терригенных, имеют место потери на пути от устьев рек в пелагиаль: открытых частей океана достигает всего 37% от растворенного кремнезема рек. Значительная его часть накапливается в апвеллингах (около 100 млн. *т*, или 22%), а также в краевых морях (Охотское, Берингово), т. е. на долю пелагического приходится менее половины современного кремненакопления. Из веществ карбонатного стока главная их часть (79,4%) фиксируется в осадках открытого океана, т. е. современное карбонатонакопление в подавляющей своей части пелагическое, океанское.

Среди биогенных компонентов огромную роль играет еще и $C_{орг}$, чистая продукция которого составляет около 20 млрд. *т* в год, но поверхности дна достигает только 1—3 млрд. *т* (около 3%), а захоронается в осадках всего 85 млн. *т* (0,4% по подсчетам Е. А. Романкевича). Подавляющая часть углерода сгорает в толще вод и в поверхностной пленке осадка минерализуется, создавая энергетические возможности для диагенеза и образования аутигенных минералов. Этот вклад колоссален — он соответствует сжиганию 20 млрд. *т* углерода ежегодно, что значительно больше, чем суммарное потребление топлива человечеством.

11. Выше рассматривались экзогенные источники осадочного вещества (терригенный и биогенный). Для океанской седиментации важное значение имеет еще и поступление эндогенного материала — разнообразных продуктов вулканизма. Каков этот материал, как размещаются его массы и как накопление эндогенного вещества в океане сочетается с накоплением экзогенного? Эти данные изложены в следующей главе.

Глава IV

ВУЛКАНОГЕННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ

Особый тип осадконакопления — вулканогенный, или эффузивно-осадочный, имеет место близ вулканических сооружений и в прилежащих к ним частях океанского дна, находящихся под определяющим влиянием вулканизма. При подводных извержениях весь вулканический материал, включая твердую, жидкую и газообразную части, попадает в воду.

Многие авторы считают, что эксплозивные извержения в океане невозможны на глубинах более 2000 *м* (Rittmann, 1960) и даже 500 *м* (Mc Birney, 1963). Эти цифры соответствуют представлениям о критическом давлении водяного пара, они находят подтверждение в данных гидроакустической службы «Софар». За более чем 10 лет работы этой службы предупреждения цунами и регистрации подводных звуков нет данных о взрывных извержениях в Тихом океане на больших глубинах. Основная часть растворимых соединений попадает в динамический резервуар океана, смешивается с соединениями, поступающими с суши, и таким образом «обезличивается». Лишь в местах, где термальные воды накапливаются (например, в связи с высокой соленостью в понижениях дна Красного моря), происходит образование рудных концентраций ряда элементов (Hot brines..., 1969). Рудные концентрации встречаются близ термальных источников, кальдер (Санторин), лагун (Бутузова, 1969) и в некоторых частях активных срединных хребтов (Bostrem, Peterson, 1966).

Наиболее ярко влияние вулканизма на седиментацию заметно при изучении распределения рыхлых продуктов извержений (тефра), а также лав и пемзы. Среди тефра могут быть выделены по крупности вулканические бомбы, лапилли и вулканический пепел. Самым широким распространением в осадках пользуется пепел, который имеет крупность от песка до тонкого пелита и распределяется нередко на огромных площадях. Пеплы распространяются либо по воздуху, либо в толще вод, а в ряде случаев, когда пеплы имеют газовые полости и пузырьки,— также и по поверхности воды. Пемза и пузырчатые лавы переносятся на огромные расстояния по поверхности океана и в тех или иных количествах могут быть найдены в осадках почти повсеместно. При перемещении по поверхности под влиянием волновых движений и ветра пемзовый материал перетирается, отдельные блоки окатываются, а тонкий материал, сходный с пепловым, рассеивается на дне. Поступление большого количества горячей базальтовой лавы на дне океанов в областях срединных хребтов ведет к возникновению особого типа океанских осадков — металлоносных.

Таким образом, вулканизм является источником дополнительного осадочного материала, весьма своеобразного по своему составу. Кроме этого прямого воздействия на седиментацию, имеет место еще и косвенное: продукты вулканизма влияют на биогенную седиментацию, при сильных извержениях нередко происходит массовая гибель планктона.

Вулканические сооружения на дне морей и океанов и на суше меняют рельеф, геоморфология дна при этом усложняется, более резко проявляется вертикальная зональность. Вулканизм в водосборном бассейне на суше может приводить к увеличению поставки рыхлого осадочного материала, в других же случаях лавовые покровы на долгое время сковывают отдельные участки водосбора, предохраняя их от выветривания и размыва.

С наземными и подводными извержениями обычно бывают связаны сейсмические явления, которые приводят к возникновению огромных волн цунами, развитию оползней, обвалов и суспензионных потоков на дне. Как отмечалось в главе I, состав продуктов вулканизма, их количество, особенности подготовки, транспортировки и отложения определяются главным образом типом вулканизма — континентальным, геосинклинальным или вулканизмом океанских платформ.

На долю вулканов континентальных плат-

форм приходится всего около 2% действующих вулканов. Преобладают излияния базальтовых магм, и поэтому большая часть материала остается на континентах и на океанское осадкообразование не влияет. Главную роль для океанской седиментации играют два других типа вулканизма, продукты которого слагают специфические осадки, а также широко распространены в океанах в виде примесей. Главный поставщик рыхлого вулканогенного материала в океаны — современные геосинклинали, которые дают вещество андезито-дацитового состава. Высокая эксплозивность обеспечивает дальнее его распространение по периферии океанов. Вулканизм океанских платформ — исключительно базальтовый, с ним связано поступление лавового материала, а главное, жидких продуктов извержений. Этот второй источник, находящийся в пределах океанской платформы (см. рис. 1), играет для поставки пирокластики в океанские осадки намного меньшую роль, чем геосинклинальный. Лавы здесь жидкие, преобладают спокойные излияния, на долю пирокластики приходится всего 3—7% вулканитов; они практически полностью выпадают локально. Выбросов в верхнюю тропосферу и стратосферу эти вулканы не дают. Главное значение имеет поставка продуктов выветривания и размыва океанских островов-вулканов, они распространяются обычно дальше, чем пирокластика.

В настоящее время на суше насчитывается около 850 активных вулканов, из них 586 с известными датами извержений, остальные — в сольфатарной стадии (Влодавец, 1966).

Все действующие вулканы на суше расположены крайне неравномерно. Они образуют два центра, отвечающих крупнейшим современным геосинклиналям: по периферии и на островах Тихого океана 66%, из них в юго-западной части 45% и в северо-восточной части Индийского океана 11%. На эти два района приходится более $^3/_4$ активных вулканов Земли. Около 13% приходится на острова Атлантического океана. Среднее число извержений с 1901 по 1960 г. составляет около 20—40 в год (рис. 110).

По последним оценкам, общая масса продуктов вулканизма составляет около 3 млрд. *т* в год, при этом основная его масса (около 90—95%) приходится на пирокластический материал, преимущественно на тонкопелитовые фракции (до $^3/_4$ всего выброшенного вулканом вещества). Количество газов эксплозивных извержений составляет в среднем около 3% от веса магмы (Мархинин, 1966). Составляющие этих газов — анионы основного солевого состава морской воды, часть из них сорбируется, захватывается пирокластикой и служит источником анионов и катионов океанской воды.

Рис. 110. Распределение твердых продуктов вулканизма современных геосинклиналей и океанской платформы в донных осадках морей и океанов

На основной карте: рассеянный вулканический материал мегапровинции современных геосинклиналей — вулканическое стекло осадков Тихого, Индийского, северной части Атлантического океанов. Алевритовая фракция, в % от суммы прозрачных минералов: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 30; *3* — от 30 до 50; *4* — от 50 до 75; *5* — более 75. *Сплошные пепловые прослои в колонках осадков Тихого* (данные В. В. Серовой, И. О. Мурдмаа, А. П. Лисицына) *и Индийского океанов* (Свальнов, Рудакова, 1976): *6* — главнейшие современные и четвертичные действующие вулканы на суше; 7 — крайние границы распространения пеплов геосинклинальных зон в колонках (пунктир — предположительно). Цифры — в области распространения пеплов — показатели преломления наиболее распространенных вулканических стекол в прослоях (Horn a. o., 1969; Ninkovich, Shackleton, 1975). *Пепловые прослои залива Аляска* (Nayudu, 1964): *8* — область распространения пеплов вулкана Катмаи извержения 1912 г. (сплошные прослои, $n = 1{,}485$); *9* — средний пепловый прослой ($n = 1{,}565$, медианный диаметр 57 *мкм*); *10* — нижний пепловый прослой ($n = 1{,}505$) (Nayudu, 1964). *Современный вулканизм мегапровинции океанской платформы: 11* — области распространения прослоев базальтового стекла и рассеянного пеплового материала (см. также район Исландии); *12* — керны глубоководного бурения, в которых обнаружены сплошные прослои пеплового материала.

Эдафогенные и терригенные минералы рифтовой зоны срединного хребта Атлантического океана (Fox, Heezen, 1965). Легкие минералы: *13* — кварц; *14* — полевые шпаты; *15* — серпентин; *16* — вулканическое стекло; *17* — измененные зерна. Тяжелые минералы: *18* — оливин; *19* — пироксены; *20* — амфиболы; *21* — измененные зерна.

На врезках:

А—Б. Вулканогенные минералы северной части Тихого океана. Алевритовая фракция (Петелин, Алексина, 1970):

А. Бесцветное вулканическое стекло (индикатор современных геосинклиналей). Содержание в легкой подфракции в %: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 10; *3* — от 10 до 30; *4* — от 30 до 50; *5* — более 50. Прочие обозначения: *6* — глубоководные желоба — ловушки турбидитов.

Б. Моноклинные пироксены (индикатор геосинклинального вулканизма и вулканизма океанической коры). Содержание в тяжелой подфракции в %: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — от 5 до 10; *4* — от 10 до 20; *5* — более 20. Прочие обозначения: *6* — глубоководные желоба.

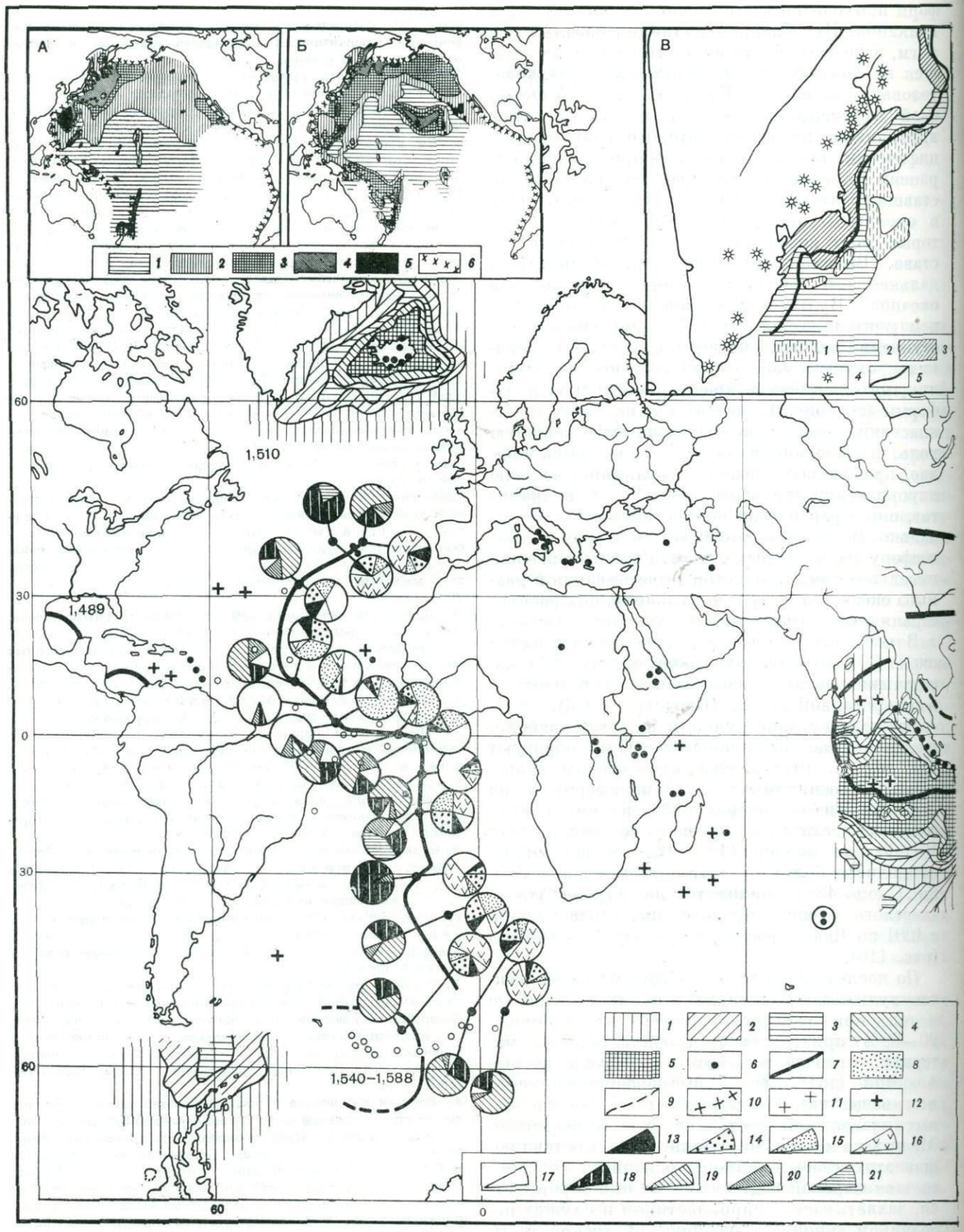
В—Г. Вулканогенные минералы у берегов Камчатки. Алевритовая фракция (Алексина, 1962):

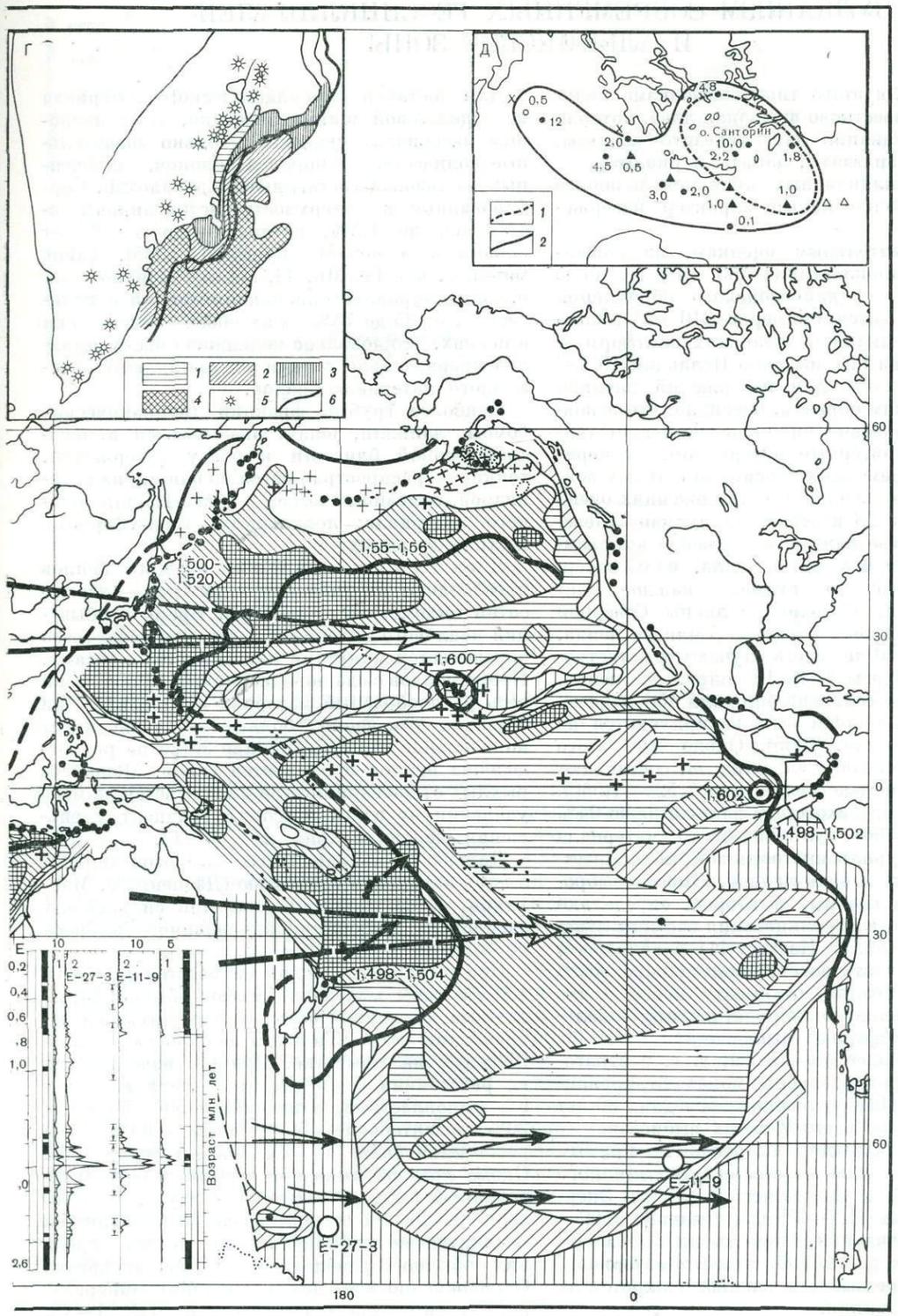
В. Вулканическое стекло (индикатор современных геосинклиналей). Содержание в легкой подфракции в %: *1* — менее 2; *2* — от 2 до 10; *3* — от 10 до 15; *4* — более 15; *5* — важнейшие вулканы; *6* — край шельфа.

Г. Гиперстен (индикатор геосинклинального вулканизма). Содержание тяжелой подфракции в %: *1* — менее 5; *2* — от 5 до 7; *3* — более 7; *4* — важнейшие вулканы; *5* — край шельфа.

Д. Границы распространения двух важнейших пепловых прослоев в Средиземном море. Извержения вулкана Санторин. Зона альпийской складчатости (Ninkovich, Heezen, 1965, 1967): *1* — крайняя граница распространения пеплов минойского извержения 1400 лет до н. э. ($n = 1{,}509$); *2* — крайняя граница нижнего пеплового слоя, извержение 25 тыс. лет назад ($n = 1{,}521$).

Е. История вулканизма и распространения пемзы и вулканических стекол в южной части Тихого океана за 2,6 млн. лет (зона течения Западных ветров восточнее о-вов Баллени — современных океанских вулканов). Положение колонок Е-27-3 и Е-11-9 см. на основной карте. Показаны абсолютные массы пеплов (*мг/см²/1000 лет*) для двух фракций: *1* — от 36 до 88 *мкм*; *2* — от 11 до 36 *мкм*. Абсолютный возраст — по данным палеомагнитного и радиоляриевого анализов (Huang a. o., 1973)


А
Б
В
1,510
1,489
1,540–1,588
60
30
0
30
60
60
0


Г
Д
о. Санторин
1,55–1,56
1,500–1,520
1,600
1,602
1,498–1,502
1,498–1,504
E-27-3
E-11-9
Возраст млн лет
60
30
0
30
60
180
0

ВУЛКАНИЗМ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И АЛЬПИЙСКОЙ ЗОНЫ

Исходной для этого типа вулканизма является вязкая известково-щелочная лава, которая при дифференциации дает андезито-базальты, а чаще всего андезиты, дациты и риолиты.

Для геосинклинальных вулканов наиболее характерен эксплозивный характер извержений.

По приблизительным оценкам, из общего количества пирокластики (330 $км^3$) на долю островных дуг и кайнозойского обрамления океанов приходится примерно 310 $км^3$ (около 94%), а на вулканизм океанских платформ — всего 19 $км^3$, из них на долю Исландии 10 $км^3$ (все цифры даны для извержений начиная с 1500 г.). Таким образом, очевидно, что основное питание океанов пирокластикой идет также, как и терригенным материалом,— с периферии, из современных геосинклинальных зон. Объем выбросов пеплов при извержениях очень значителен. Из 68 извержений вулкана Шевелуч на Камчатке каждое извержение выбрасывает в среднем 6 млрд. $т$ пепла, из 67 извержений Ключевского вулкана каждое дает 0,043 млрд. $т$. В целом вулканы Северной Камчатки в год поставляют 45,8 млн. $т$ пепла, а один раз в 150 лет здесь случаются катастрофические выбросы — 1—10 млрд. $т$ пепла. На протяжении голоцена они дали 458 млрд. $т$ пирокластики, причем 94% ее приходится на Шевелуч (Гущенко, 1965). Около 50% этого материала, т. е. 200—300 млрд. $т$, составляют бурые и зеленоватые стекла (n = 1,524—1,550). Более 80%, а по некоторым данным даже 94% (Мархинин, 1966) вулканического материала Камчатки и Курильских островов выбрасывается в атмосферу в виде пеплов. Высота выбросов — один из главных факторов, определяющих возможность проникновения частиц в стратосферу (рис. 111,*А*). Из рис. 111,*А* видно, что подавляющая часть извержений сопровождается выбросом пеплов на высоту менее 6 $км$, т. е. распределение пеплов идет по типу локальных или тропосферных выпадений.

На высоту более 10—15 $км$, т. е. в стратосферный резервуар, пеплы попадают сравнительно редко. На протяжении последних 80 лет зарегистрировано всего 9 таких выбросов.

Максимальная высота выбросов, по прямым наблюдениям, для вулкана Безымянного (30 марта 1956 г.) составляет 32—37 $км$. Энергия этого взрыва $1{,}2 \cdot 10^{24}$ $эрг$, давление 1500—3000 $атм$, начальная скорость до 500 $м/сек$. Если в пеплах достаточно тонкого материала, то в стратосфере выбросы распространяются на огромные расстояния.

Для поставки пирокластического материала из андезитовой зоны характерно, что с пепловым материалом связаны довольно значительные количества катионов и анионов, захваченных из газовой составляющей эксплозий. Сорбированные на поверхности частиц анионы составляют до 1,5%, катионы — до 4—5% от общего веса пеплов (Гущенко, 1965). Такие металлы, как Fe, Mn, Ti, Mg, в поверхностных пленках пирокластики накапливаются в количествах от 35 до 75% от их общего содержания в пеплах. Это довольно подвижная часть металлов сравнительно с теми же металлами обломочного материала пеплов.

Наиболее грубые фракции (вулканические бомбы, лапилли, шлак) оказываются в непосредственной близости к очагу извержения, тонкие — распространяются по одному из механизмов, описанных выше, в главе II, для эолового материала: локальному, тропосферному и стратосферному.

Локальные выпадения пеплов преобладают на удалении в десятки — первые сотни километров от кратера. Время пребывания пеплового материала в воздухе чаще всего определяется минутами или немногими часами. Кроме пеплов сюда попадает также практически весь разнообразный материал эксплозий. При ближних выпадениях большое значение имеет направление взрыва, влияние ветра на распределение пеплов проявляется слабо. Мощность рыхлых отложений быстро уменьшается по мере удаления от очага (высокий градиент уменьшения мощности; рис. 111, *Б—Г*).

Дальность направленных выбросов определяется начальной скоростью (Дзоценидзе, Мархинин, 1974). Поэтому даже при сильнейших эксплозиях дальность направленного выброса не более 25 $км$.

При выпадении пеплов на расстоянии более 100 $км$ зоны выпадений имеют обычно форму эллипса, с длинной осью, соответствующей направлению ветра. Типичны пеплопады вулкана Шевелуч на Камчатке. При его извержениях на расстоянии 0—50 $км$ от кратера выпадает 9% пирокластики, в интервале 50—150 $км$ — 20%, в интервале 150—400 $км$ — 60% и на расстоянии более 400 $км$ — всего около 15%. Около кратера выпадает грубый и неотсортированный рыхлый материал. На удалении более 100—200 $км$ от кратера четко проявляется механическая дифференциация пеплов: среди них обычно преобладают мелкие алевриты. Одновременно идет дифференциация минерального и химического состава (рис. 112, *А—Г*).

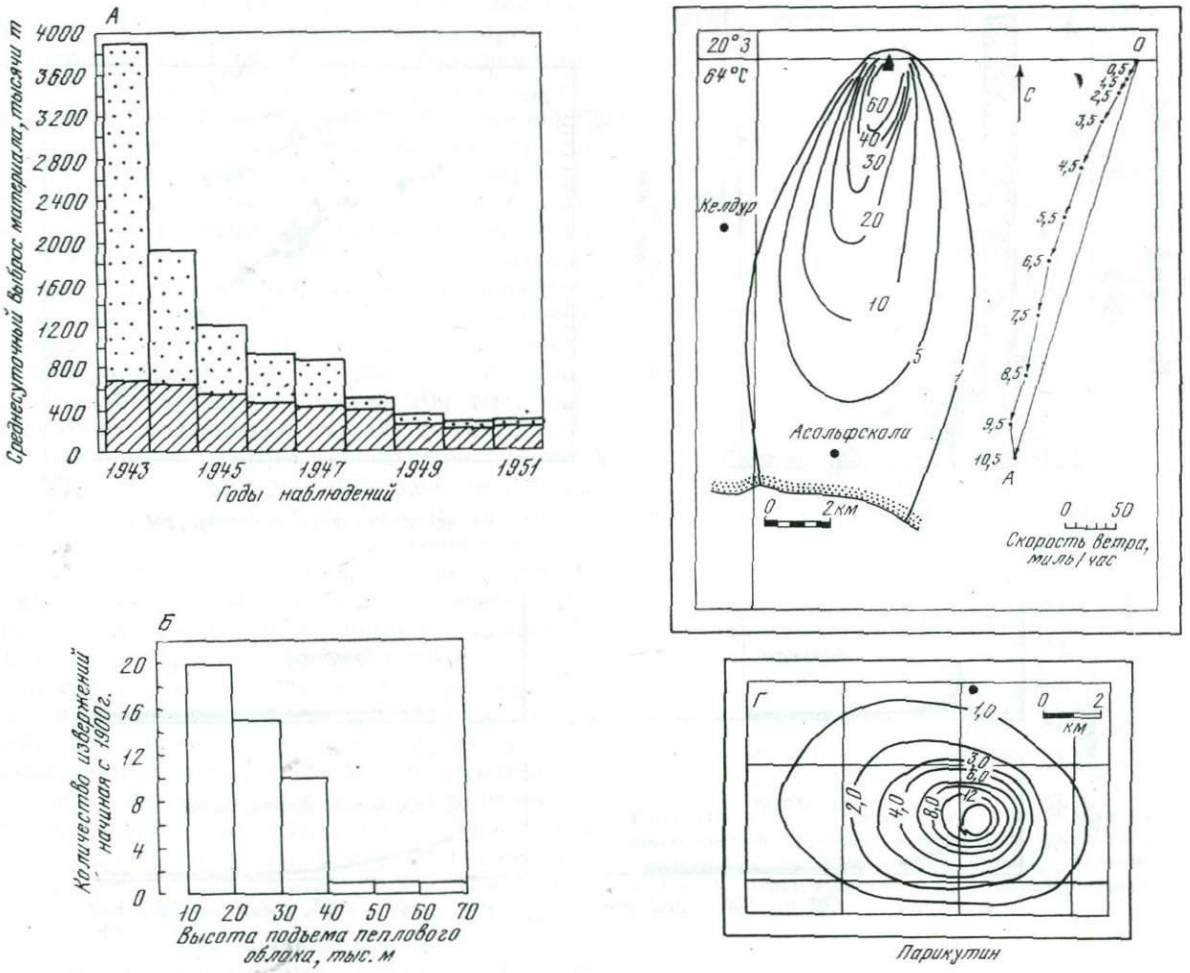


Рис. 111. Периодичность деятельности вулканов и мощность выпадений пеплов

А — *среднесуточный выброс пирокластического (точки) и лавового* (штриховка) материала во время извержений вулкана Парикутин (Мексика) *в 1943—1951 гг.* (Fries, 1953).

Б — частота выбросов пирокластического материала на разную высоту (Eaton, 1964).

В — извержение Геклы (Исландия). Горизонтальный масштаб — в милях. Мощность, *см*. Справа — распределение ветра по высотам в *км*; длина отрезков соответствует скорости, ОА — равнодействующая ветра для высот 10,5 *км*.

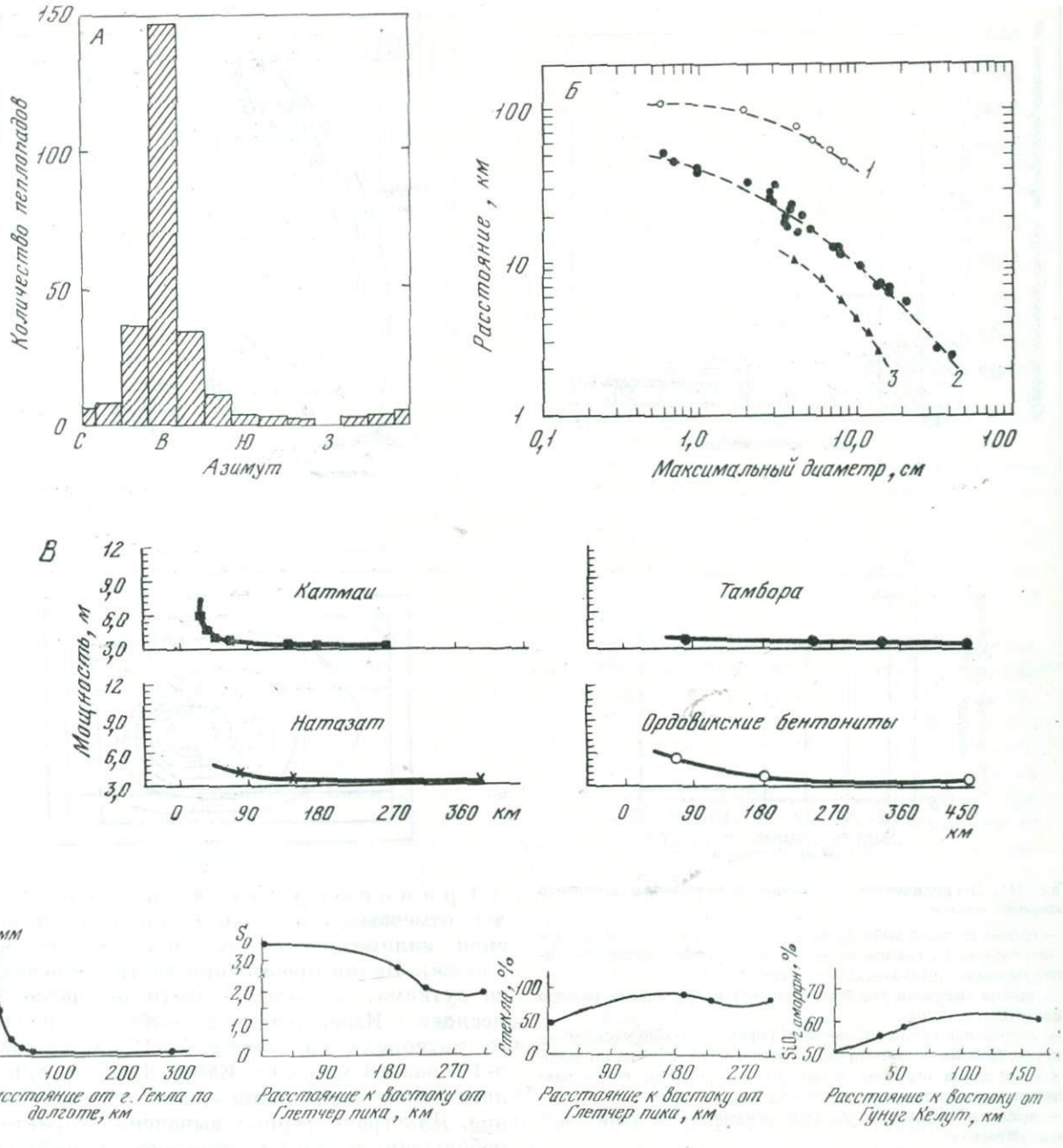
Г — мощность пеплов (в см) при извержении вулкана Парикутин (Мексика)

Например, содержание тяжелых минералов в пеплах Ключевского вулкана на расстоянии 20 *км* от кратера равно 35,64%, а на удалении 80 *км* — 20,58% (Набоко, 1966, 1974а,б).

При выпадении пеплов из атмосферы в океан происходит его вторичная дифференциация в гидросфере (при осаждении — от поверхности до дна). Нижняя граница пепловых слоев в осадках очень четкая, верхняя, сложенная более тонким материалом — постепенная (образуются градационные структуры, сходные с турбидитами).

Тропосферные выпадения пеплов отмечаются на расстоянии в сотни и тысячи километров от вулкана (обычно более 100 *км*). Время пребывания частиц определяется сутками, а нередко достигает нескольких месяцев. Извержения с выбросом пеплового материала на высоту 5—12 *км* случаются $5 \cdot 10^5$ раз в 1 млн. лет (Eaton, 1964), т. е. в геологическом понимании — это обычное явление. Для тропосферных выпадений характерны небольшая мощность прослоев и небольшой градиент ее изменения; доминируют частицы размером 0,05—0,001 *мм*. Самый дальний и постоянный во времени перенос пеплового материала идет, так же как и эолового, в аридных зонах (пассаты). В гумидных обычно вымывание пеплов атмосферными осадками, поэтому преобладают локальные выпадения, а также ближний тропосферный перенос. Отмечены случаи тропосферного переноса пеплов на расстояния до 3—6 тыс. *км* (Eaton, 1963).

На расстоянии более 100 *км* от вулкана мощность пеплового прослоя становится почти постоянной, она нарушается при вымывании пеп-



Р и с. 112. Распределение пеплового материала в зависимости от направления ветра и изменение свойств пеплов по мере удаления от вулканического очага

А — изменчивость ветров по данным 244 извержений вулкана Асама в Японии (с 1783 г.). Около 65% случаев отвечают преобладающему направлению ветра с точностью до 15° (Minakani, 1942).

Б — изменение максимальных размеров частиц тефры в зависимости от расстояния от вулкана (Fisher, 1964): *1* — Кратер Лейк (США); *2* — Асама (Япония); *3* — Литл Грасс (США). *В* — изменение мощности пепловых прослоев (по направлению ветра) при удалении от вулкана на примере извержений Катмаи (Аляска), Тамбора (Зондский архипелаг), Натазат, а также бентонитов ордовика в Аппалачах (Eaton, 1964). *Г* — изменение гранулометрии, содержания вулканического стекла и кремнезема в пеплах при удалении от вулкана (по направлению ветра)

лового облака атмосферными осадками. Это свойство пеплов тропосферных выпадений позволяет использовать слои с пеплами для корреляции слоев осадков в колонках (тефрахронология) (Nincovich a. o., 1968; Nincovich, Heezen, 1965, 1967). Основное распространение пепла, как тропосферного аэрозоля, идет по широте, т. е. он выпадает в тех же климатических зонах, где находится очаг извержения. Медианный диаметр особенно быстро уменьшается на расстоянии около 100 *км* от кратера (рис. 113). По мере удаления от кратера разброс медианных диаметров уменьшается, что

говорит о сортировке пеплов. На удалении 100—1000 *км* в пепловых прослоях преобладают алевриты (0,1—0,01 *мм*), на большем удалении — грубые пелиты. Сортировка тропосферного пеплового материала по мере его переноса становится очень высокой. Если в локальных выпадениях минеральный состав характеризуется значительным содержанием обломков пород, тяжелых минералов, пемзы, то в тропосферных — резко доминируют вулканические стекла с небольшим количеством плагиоклазов и пироксенов. Характерен пепел Санторина, содержащий 97% стекла и только 3% минеральных зерен (см. рис. 110, *Е*). Площадь пеплов составляет около 200 тыс. *км*^{2}. Сила этого извержения характеризуется площадью воронки взрыва — кальдеры, составляющей 83 *км*^{2}, что намного больше, чем кальдера вулкана Кракатау (23 *км*^{2}). Таким образом, большая площадь распространения пеплов, постоянство их мощности, гранулометрического, минералогического и химического состава типичны для тропосферных выпадений.

Стратосферные выпадения отличаются не только дальностью переноса пеплов, но и, главное тем, что при этом идет перераспределение материала и по широте, и в меридиональном направлении. Независимо от мест извержений основная часть материала этих выпадений концентрируется в аридных и ледовых поясах планеты, т. е. в местах опускания высотных воздушных масс. Поскольку стратосферный аэрозоль очень тонкий, главное значение имеет не гравитационное осаждение, а вымывание атмосферными осадками. Распространение пеплов в стратосфере, т. е. на больших высотах, подтверждается прямыми наблюдениями. Так, после извержения вулкана Агунг (на о. Бали, Индонезия) 17 марта 1963 г. вулканическое облако появилось над штатом Аризона (США) через 5 месяцев. Высота облака в конце 1963 г. составляла 18 *км* (Meinel, Meinel, 1964). Наблюдения велись с самолетов и с помощью высотных баллонов в южном полушарии (рис. 114, *А*).

Выпадение пеплов и помутнение неба после этого извержения были также отмечены в Австралии, а спустя 4—5 месяцев — на Южном полюсе (Dyer, Hicks, 1965). Повторное появление этого облака, обогнувшего земной шар, отмечено в Австралии через 11—12 месяцев, а затем вновь над Южным полюсом. Пепел от извержения вулкана Агунг обогнул земной шар по крайней мере 3 раза! (рис. 114, *Б*). Материал из пеплового облака был получен с самолетов на высоте 20 *км* на разрезе по меридиану 145° в. д. от 15 до 45° ю. ш. (рис. 114, *В—Г*). Пробы изучены под электронным микроскопом (рис. 115). Частицы размером

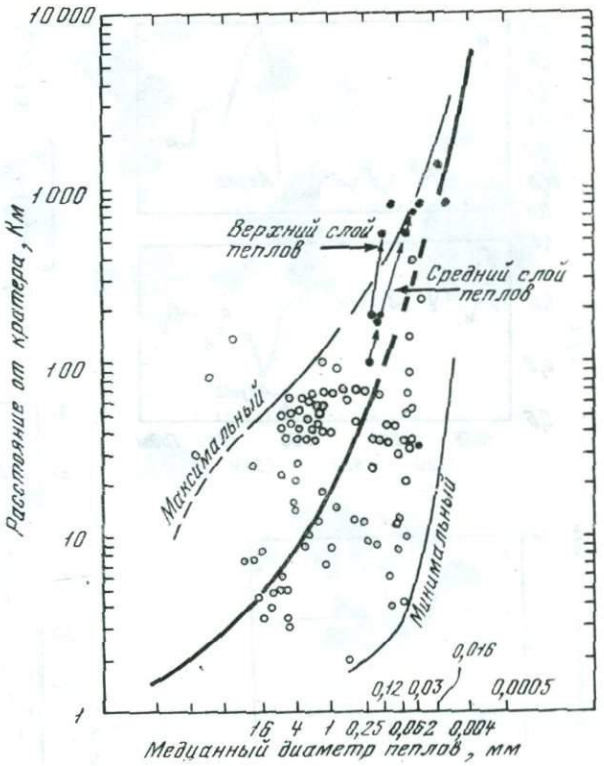


Рис. 113. Изменение медианного диаметра пеплов при удалении от кратера. Кружки без заливки — для пеплов (Fisher, 1964), с заливкой — для тефры Южных Сандвичевых островов (Ninkovich a. o., 1964), крестики — для тефры Санторина (Ninkovich, Heezen, 1967)

более 3—5 *мкм* крайне редки, медианный диаметр от 0,3 до 1 *мкм*, что типично для стратосферного аэрозоля. При наблюдении за облаком в течение 500 суток отмечалось уменьшение медианного диаметра — от 1—2 до 0,2—0,3 *мкм*. Концентрация частиц в облаке была в 100 раз выше фоновых значений.

Естественными лабораториями для познания дальнего распространения пеплов оказались ледники Антарктиды и Гренландии. Особый интерес представляет изучение истории стратосферных пепловых выпадений (за 80 тыс. лет, в керне бурения антарктического льда). Бурение проводилось в 1968 г. на ст. Бэрд (Западная Антарктида), длина керна 2164 *м* (рис. 116). Здесь выделено около 25 пепловых и более 2 тыс. пылевых прослоев (Gow, Williamson, 1971). В отличие от ежегодных тонких прослоев пыли пепловые отличаются высокими содержаниями минерального материала и постоянным присутствием большого числа вулканических стекол. Пепловый материал, входящий во фракции глобальных выпадений (мельче 3 *мкм*), связан с крупнейшими извержениями вулканов Мира.

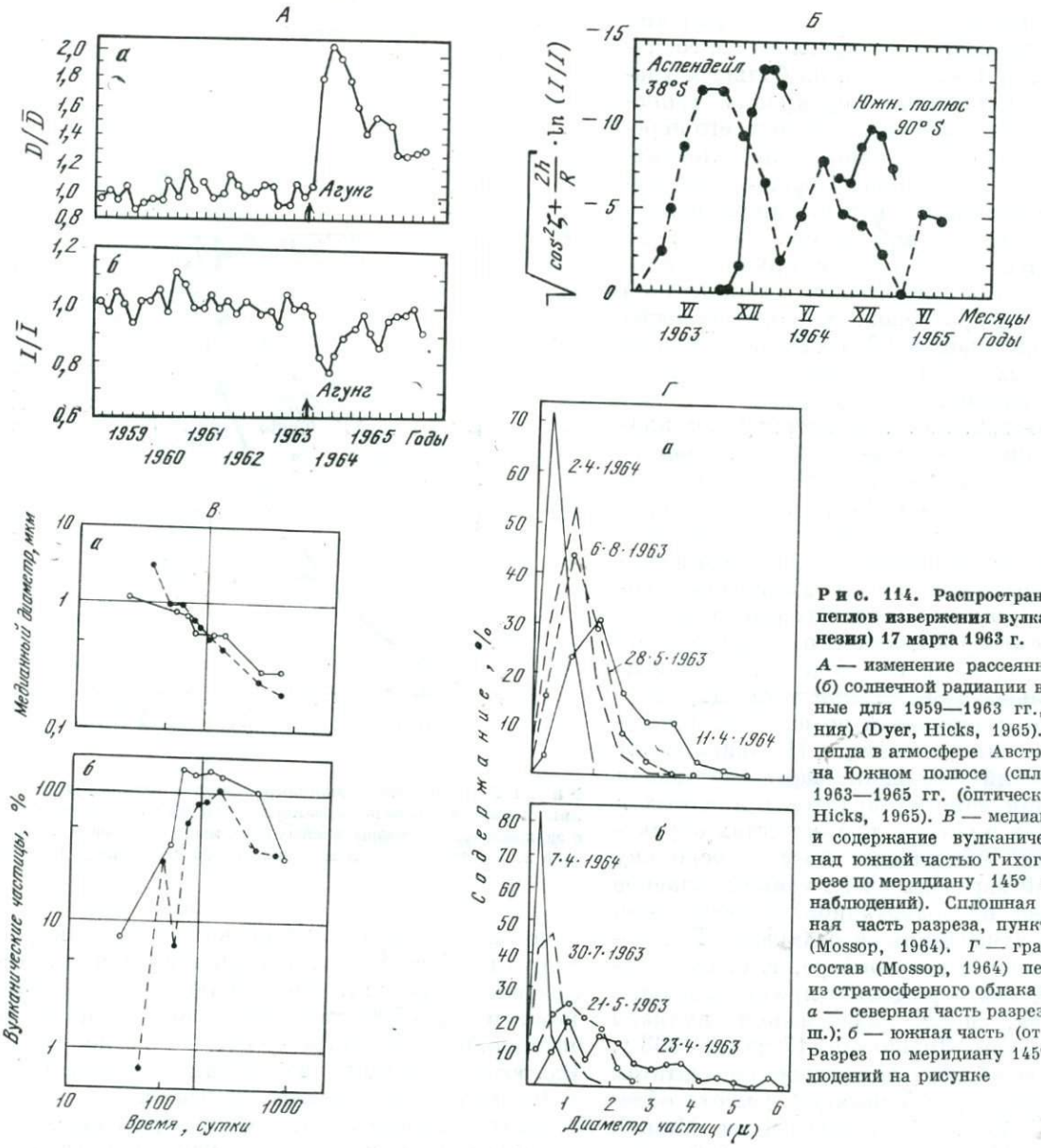


Рис. 114. Распространение и свойства пеплов извержения вулкана Агунг (Индонезия) 17 марта 1963 г.

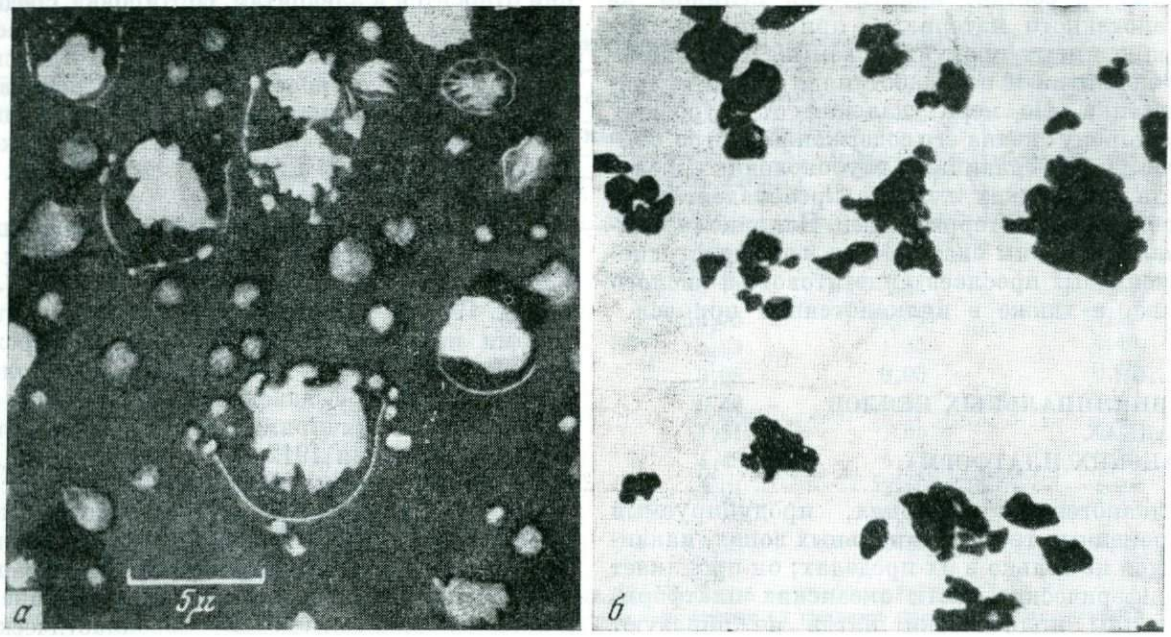
А — изменение рассеянной (*а*) и прямой (*б*) солнечной радиации в Австралии (данные для 1959—1963 гг., фоновые значения) (Dyer, Hicks, 1965). *Б* — содержание пепла в атмосфере Австралии (пунктир) и на Южном полюсе (сплошная линия) в 1963—1965 гг. (оптические данные) (Dyer, Hicks, 1965). *В* — медианный диаметр (*а*) и содержание вулканического пепла (*б*) над южной частью Тихого океана на разрезе по меридиану 145° в. д. (500 суток наблюдений). Сплошная линия — северная часть разреза, пунктирная — южная (Mossop, 1964). *Г* — гранулометрический состав (Mossop, 1964) пеплов, собранных из стратосферного облака на высоте 20 км: *а* — северная часть разреза (от 15 до 35° ю. ш.); *б* — южная часть (от 40 до 45° ю. ш.). Разрез по меридиану 145° в. д. Даты наблюдений на рисунке

Общее количество пеплового материала, попадающего в глобальный резервуар, по разным данным, колеблется от 1 до 10% от пеплового материала вулканов Мира и составляет 30—300 млн. *т*, остальные 90—99% идут в локальные и тропосферные выпадения. Стратосферный материал, однако, проникает в пелагиаль; поскольку он состоит из пелитоморфного стекла, его диагностика крайне трудна.

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

В современной геосинклинальной зоне, как правило, преобладает материал андезитового состава (на Курильских островах 69% вулканитов приходится на андезиты), хотя для ряда вулканических районов Тихого океана известны участки с преобладанием дацитового и липаритового вулканизма (Кермадек-Тонга в Тихом океане, Зондский архипелаг в Индийском).

Прибрежные осадки, а также отложения шельфов, склонов и участков дна, непосредственно примыкающих к активным вулканам этой зоны, сложены андезитовым грубообломочным материалом, постепенно сменяющимся песками — продуктами дробления андезитов, затем алевритами и тонкими илами. Наиболее отчетливо выражена пирокластика в глубоководных областях, где энергия среды значительно ниже, чем на мелководьях, и отложение пеп-



Р и с. 115. Вулканический пепел извержения вулкана Агунг (17 марта 1963 г.), собранный 21 мая 1963 г. из стратосферного облака южнее Австралии (40—44° ю. ш.). Дальность переноса пепла около 5000 км (Mossop, 1964)

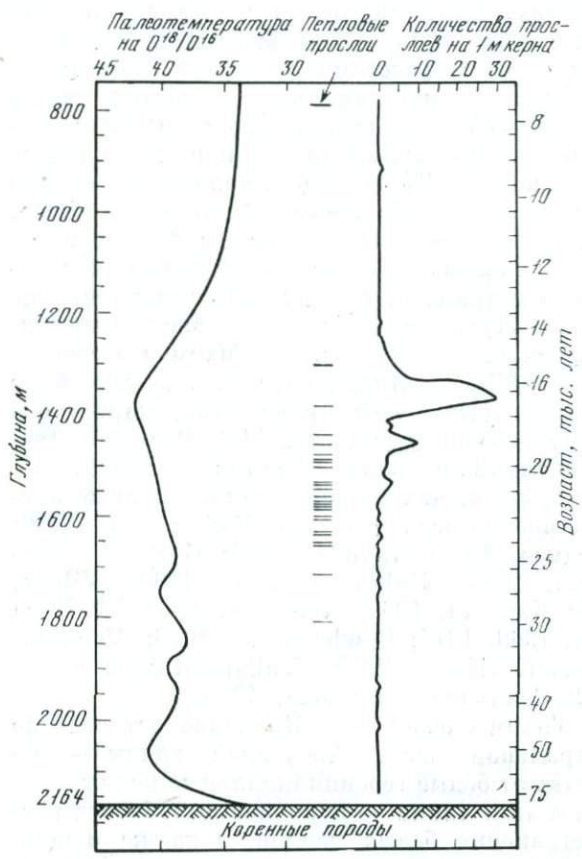
А — частицы пепла, покрытые сульфатом аммония из слоя Юнге. *Б* — то же, после удаления пленки из сульфата аммония. Внизу масштаб в *мкм*

лов идет с образованием отдельных слоев. Мощность прослоев в редких случаях достигает 1—5 *м* (близ вулканов), а чаще всего равняется нескольким сантиметрам. В составе пеплов широко развиты непрозрачные пепловые частицы, а также бурое базальтовое (см. рис. 2) вулканическое стекло ($n = 1{,}548$—$1{,}590$), реже — сероватое ($n = 1{,}520$—$1{,}540$, дациты и андезитодациты) и бесцветное ($n = 1{,}490$—$1{,}505$, риолиты).

Основная часть бесцветного стекла прослеживается в осадках на значительном удалении от очагов вулканизма. По мере приближения к геосинклинальной зоне обычно возрастает роль бурого стекла, а также непрозрачных пепловых частиц. Среди плагиоклазов постоянно преобладают андезин и лабрадор, а среди пироксенов — авгит и зеленый гиперстен.

Подготовка и транспортировка вулкано-терригенного материала, т. е. продуктов денудации вулканов, идут в соответствии с климатической зональностью, причем исходный материал преимущественно андезитовый, рыхлый. Дальнейшее распространение вулкано-терригенного материала идет по закономерностям, присущим осадочному материалу в океанах.

Итак, в геосинклинальных зонах, в областях высоких энергий (шельф — верхняя часть скло-



Р и с. 116. Пепловый материал в керне бурения льда (Антарктида, ст. Бэрд, в 1968 г.)

Корреляция выпадений пепла с палеотемпературной кривой для последних 75 тыс. лет. Черные утолщенные линии — наиболее мощные прослои пепла, кривая справа дана с учетом маломощных прослоев (Gow, Williamson, 1971)

на), осадки состоят практически целиком из вулканогенного материала, при этом главное значение имеют продукты размыва вулканических поднятий и переработанная водой вулканопластика. По мере удаления от островных дуг в сторону океана его содержание быстро снижается, и за границами глубоководных желобов, да и в осадках желобов преобладает материал биогенный и терригенный. Влияние геосинклинальной зоны сказывается в распространении пепловых прослоев андезитового и кислого состава, а также в вулканогенной примеси.

ПРОСЛОИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПЕПЛОВ В ОСАДКАХ ОКЕАНСКИХ ПЛАТФОРМ

Вулканогенный материал, продуцируемый в современных геосинклинальных зонах, накапливается не только в их пределах; он проникает в периферические части океанских платформ, где пеплы практически нигде не образуют сплошных скоплений, как в геосинклинальных областях. Главный тип распространения пирокластики здесь — отдельные пепловые прослои и тонкая рассеянная примесь к осадкам.

Даже в геосинклинальных областях пепловый материал в виде прослоев не является основным, а по периферии океанов его вклад не превышает 1—3% от общего количества осадочного материала. За пределами краевого пояса, шириной в 1—2 тыс. *км*, пеплы уже не образуют сплошных прослоев, а встречаются только в виде примеси, т. е. их роль снижается еще больше. Лучше всего краевой пояс геосинклинальных пеплов выражен в Тихом и в северо-восточной части Индийского океана, т. е. близ полюсов андезитового вулканизма; ширина его до 1000—1500 *км* (см. рис. 110). Распространение пепловых прослоев в колонках Тихого океана и прилежащих морей, а также на суше изучали многие исследователи (Ewing a. o., 1959; Мурдмаа, 1961; Nayudu, 1964; Безруков, Лисицын, 1957; Ninkovich a. o., 1966; Wilcox, 1967; Kaizuku, 1968; Nelson a. o., 1968; Horn a. o., 1969, 1974; Bowles a. o., 1973; Venkatarathnam, Hayes, 1974; Venkatarathnam a. o., 1972; Свальнов, Рудакова, 1976).

В Тихом океане — от Японских островов до центральной части Алеутской гряды — господствуют белые геосинклинальные пеплы, восточнее этой линии — коричневые. Области распространения белых пеплов, а также мощности их прослоев в колонках в 2 раза больше, чем коричневых.

Белые пеплы — кислые, их главная составная часть — прозрачное пузырчатое вулканическое стекло. По гранулометрическому составу они относятся к алевритам, сортировка средняя или слабая. Судя по закономерному возрастанию мощности прослоев в сторону Японских и Курильских островов, источники пеплового материала нужно искать здесь. Мощность прослоев обычно от 1 до 29 *см*, в среднем около 6,5 *см* (данные 165 анализов; см. Horn a. o., 1969).

Бурые (коричневые) пеплы северо-восточной части океана прослеживаются в колонках из Берингова моря, где чередуются с белыми (Лисицын, 1966а). Они несомненно связаны с источниками на Алеутской гряде и на побережье Северной Америки, где известно несколько крупных вулканов, дававших колоссальные количества пемзы (например, в заливе Катмаи во время извержения 1912 г.).

Извержение горы Мазама (Тихоокеанское побережье Северной Америки) имело место 6,6 тыс. лет назад. Площадь распространения пеплов на суше составляла 900 тыс. $км^2$. В донных осадках прилежащих частей Тихого океана эти пеплы образуют прослои пирокластического материала. Особенно много его установлено в турбидитах, связанных с конусами выноса и каналами, идущими от устьев основных рек. Здесь этот переотложенный пепел образует не один слой, соответствующий выпадению, а часто несколько прослоев и линз по периферии океана. Показатель преломления этих стекол 1,505—1,507, т. е. такой же, как и стекол этого вулкана на суше; аналогичны и комплексы тяжелых минералов (Nelson a. o., 1968).

Сведения о химическом составе других крупных вулканов зоны кайнозойской складчатости Северной Америки приведены в табл. 32. Пеплы Глетчер-Пика распространены на суше на площади около 260 тыс. $км^2$, часть их попала и в океан (Fryxell, 1965). По химическому составу пеплы Северной Америки близки между собой, но существенно отличаются от пеплов андезитовой зоны Камчатки и Курильских островов.

Широко распространены пепловые прослои у берегов Центральной Америки. Здесь на большом протяжении, от 11° с. ш. до 12° ю. ш., в 1959 г. был обнаружен сплошной слой пеплов, названный слоем Ворзела (Ewing a. o., 1959). Специальные исследования слоя Ворзела показали, что это — целая пачка пепловых слоев мощностью от 1 до 46 *см*. Наиболее распространены два слоя: верхний, слой D, имеющий возраст 54 тыс. лет (площадь распространения 400 тыс. $км^2$ и объем около 43 $км^3$), и нижний, слой L, возраст 220 тыс. лет (площадь распространения 300 тыс. $км^2$ и объем около 19 $км^3$) (Bowles a. o., 1973). Верхний прослежен также и в Мексиканском заливе. Пепловый материал, взятый грунтовыми трубками длиной до 16 *м*,

Таблица 32

Средний состав пеплов и вулканических стекол вулканов андезитовой зоны Тихого океана

Окислы	Зона кайнозойской складчатости континентов				Современная геосинклиналь
	Северная Америка и Канада*			Ривер-Бридж, 2,5 тыс. лет назад	Камчатка — Курильские острова**
	гора Мазама, 6,6 тыс. лет назад	гора Глетчер-Пик, 12 тыс. лет назад	гора Св. Елены, 1 тыс. лет назад		
SiO_2	72,27	76,51	74,80	72,95	57,71
TiO_2	0,49	0,24	0,17	0,44	0,83
Al_2O_3	14,85	13,44	14,70	14,64	17,16
Fe_2O_3+FeO	2,02	1,11	1,39	1,85	4,45
MnO	0,04	0,03	0,03	0,05	0,16
MgO	0,53	0,28	0,46	0,54	3,41
CaO	1,61	1,32	1,81	1,65	6,78
Na_2O	5,23	3,92	4,45	4,77	3,25
K_2O	2,67	2,96	2,01	2,86	1,24
P_2O_5	0,06	0,02	0,04	0,04	—
Прочие	0,23	0,18	0,23	0,22	0,79

* Средний состав вулканических стекол (полный силикатный анализ) (Smith a. Westgate, 1969).

** Средний состав пеплов и лав Камчатки и Курильских островов по данным 67 анализов (Мархинин, Сапожникова, 1962).

состоял почти исключительно из белого или слегка буроватого кислого вулканического стекла. Химический состав этих пеплов сходен по макрокомпонентам, однако содержание малых элементов в них колеблется почти в 100 раз. Источниками пеплов являются дацитовые вулканы Мексики, Гватемалы и Сальвадора.

Прослои пеплов в осадках у берегов Центральной Америки образуют, как и в северной части океана, сплошной пояс шириной до 1000—1200 *км* (см. рис. 110). Южнее пеплы в Тихом океане встречаются лишь в отдельных колонках, они, очевидно, не образуют здесь слоев большой протяженности, ширина пояса снижается до 400—500 *км*.

В Южной Америке выделяются три области активного молодого вулканизма: северная — от 5° с. ш. до 2° ю. ш., центральная — от 15 до 27° с. ш. и южная — от 33 до 44° ю. ш. (Castertano, 1963). Разрывы между береговыми активными зонами отмечаются и в донных осадках (по сокращению мощности и исчезновению пепловых прослоев). Уменьшению ширины зоны прослоев способствуют здесь пассатные ветры, которые дуют вдоль берега на протяжении всего Тихоокеанского побережья Южной Америки, аналогично направлено и течение Гумбольдта, переносящее пемзовый материал.

Южная часть пеплового кольца Тихого океана изучена в Антарктических экспедициях СССР и США. Она связана с активным вулканизмом Антарктики и субантарктических островов. Значительная часть пирокластики, по данным автора, здесь возникает при перемещении пемзовых полей по поверхности океана.

Юго-западная часть пояса начинается с островов-вулканов — Баллени и Новой Зеландии. Западная часть андезитовой зоны активнее, чем восточная, здесь больше действующих вулканов и пепловый пояс значительно шире, увеличены мощность и количество пепловых прослоев.

Кроме почти сплошного пеплового пояса, обрамляющего геосинклинальные области океанов, часть тонкого вулканогенного материала образует области рассеяния без сплошных прослоев, с примесью тонкодисперсного стекла. С рассеянным поступлением пелитоморфного стекла, при дальнем тропосферном и стратосферном распространении, связано образование обширных полей цеолитов. Примечательно, что цеолиты не образуют очагов или пятен вокруг подводных вулканов, а распространены равномерно на больших площадях, в основном в аридных зонах. Здесь малые скорости седиментации совпадают с глобальной поставкой тонкого, т. е. наименее стойкого стекла и со слабым его разбавлением терригенным материалом. Только при сохранении этой тройной связи возможно образование значительных количеств филлипсита.

Таким образом, влияние продуктов геосинклинального вулканизма изменяется по мере продвижения от андезитового пояса в океаны: от грубого вулканокластического материала на шельфах и склонах вулканических островов через пояс распространения сплошных пепловых прослоев к зоне рассеянных пеплов, образующих примесь в осадках других типов.

Интересно заметить, что хотя главная часть

продуктов вулканизма современных геосинклиналей, безусловно, андезитовая,— и это отчетливо видно по составу пород и осадков данных областей,— среди вулканических стекол в пелагиали океанов доминируют бесцветные, кислые. Это связано с особенностями механизма извержений. Катастрофической силы взрывы связаны именно с кислым вулканизмом, при этом материал поступает в стратосферный резервуар, чем и обеспечивается его глобальное распространение и преимущественно кислый состав «дальних» стекол. Отмечается обогащение такими стеклами зон струйных течений (по 30° с. ш. и 30° ю. ш., см. рис. 110).

ПОДВОДНЫЕ И НАДВОДНЫЕ ГИДРОТЕРМЫ И ЭКСГАЛЯЦИИ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОНАХ И ПОЯСЕ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Современные металлоносные гидротермы широко известны в пределах альпийского пояса суши. Детальные исследования в связи с их промышленным использованием проведены в Новой Зеландии, Японии, США (White, 1968, 1969). Для этих гидротерм характерны высокие значения теплового потока, грязевой вулканизм, глубинные разломы. Отмечается высокая концентрация в водных растворах многих металлов, нередко в буровых трубах и на выходе из скважин отлагаются сульфиды и самородные металлы.

Излияния современных рудоносных гидротерм детально изучены в СССР. На п-ове Челекен (Лебедев, 1967; Лебедев, Бугельский, 1968; Щербаков, 1968; Дворов, 1975) идет отложение рудных компонентов из горячих (до 80 °С) хлоридных натриево-кальциевых вод. За год здесь выносится 300—350 *т* Pb, около 50 *т* Zn, 25 *т* Cu, 20 *т* Cd, 6 *т* As и др. (Лебедев, 1973). Широко распространены такие источники и в зоне альпийской складчатости, на Камчатке и Курильских островах. На о. Кунашир известны воды с высоким содержанием Pb, Zn, Cu, Sb, As. В Апапелевских источниках (на Камчатке) откладываются киноварь и метациннабарит.

В рифтовой зоне Прибайкалья (Гаргинские гидротермы) образуются сфалерит, метациннабарит и др.

Самые высокие температуры гидротерм достигают 370 °С (данные разбуривания гидротерм кайнозойской зоны; Ниланская система Калифорнии). Воды обычно здесь натриево-калиево-кальциево-хлоридные, с концентрацией рассолов, возрастающей пропорционально температуре.

Содержание компонентов в рассолах Ниланской скважины следующее (в *г/т*): Fe — 3000, Mn — 1000, Ag — 2, Ba — 200, Cu — 20, Ni — 2, Cr — 0,5, Pb — 100, Zn — 500. Состав слабоминерализованных вод и рассолов в пределах всей термальной системы андезитовой зоны сходен (Набоко, 1966). Миграция элементов идет в форме хлоридных соединений, о чем можно судить и по жидким включениям (пузырькам) в минералах.

Изменение пород под действием горячих вод и паров происходит в большом объеме и проявляется в выщелачивании, метасоматозе и метаморфизме пород. На большинстве современных гидротермальных месторождений наблюдается отчетливая вертикальная зональность: смена сверху вниз зон кислотного выщелачивания, аргиллитизации, цеолитизации и фельдшпатизации, а на глубине — пропилитизации и серицитизации или развития другого парагенеза минералов, в зависимости от исходной породы (Набоко, 1966). Главным фактором, определяющим зональность, является температура.

По наблюдениям Л. А. Башариной (1966), на Камчатке базальтовые и андезитовые лавы дают различные по составу эксгаляции. На высокотемпературном этапе независимо от состава магм в них содержалось много летучих компонентов. При эффузивной деятельности изливаются базальтовые лавы, богатые Cl, F и обедненные S сравнительно с андезитовыми. При остывании газовая составляющая становится преимущественно углекислой. Выделение летучих из базальтовой лавы прекращается быстрее (при температуре около 100 °С), чем из андезитовой. Е. К. Мархинин (1967) считает, что солевой состав вод океана обязан своим происхождением вулканам островных дуг (вымывание Na, K, Ca, Mg атмосферными водами из пеплов). Деятельность сольфатар и гидротерм приводит к выносу больших количеств H_2SO_4 и HCl, к разложению исходных вулканических пород.

Поступление взвеси, обогащенной Fe и Mn, на фумарольном поле подводного вулкана о. Бану-Ваху изучено К. К. Зеленовым (1972), а в заливе Матуни, на о. Новая Британия Фергюсоном и Ламбертом (Ferguson, Lambert, 1972).

Взвесь в большей степени оказалась обогащенной Fe, в меньшей — Mn; сведения о содержании малых элементов не приводятся. Типично очень малое содержание элементов-гидролизатов, что свидетельствует о поступлении этой взвеси вне обычной связи с обломочным материалом.

Детальные исследования были проведены в кальдере о. Санторин (Средиземное море), где издавна отмечались скопления железистых осадков близ фумарольных полей о. Нео-Ка-

мени, расположенного в центре кальдеры. Последний остров сложен типичными андезитами и андезитовыми шлаками. В небольших бухтах обнаружены красные (сверху) и черные (в нижних слоях) железистые отложения. Площадь их развития невелика — в крупнейших из бухт 2,0—2,5 тыс. $м^2$. Санторинские источники отвечают газово-термальной стадии, которая характеризуется низкой температурой и сероводородно-углекислым составом газовых струй. Для этих отложений типично высокое содержание Fe, при этом основная его часть (80—99%) приходится на реакционноспособное. Типичны (как и для о. Бану-Ваху) низкие содержания элементов-гидролизатов, а также малых элементов. Примечательны и малые количества Mn, основная часть которого уносится (от фумарольных полей) в кальдеру и накапливается в ней в силу большей подвижности Mn по сравнению с Fe. Кроме небольших бухточек в фумарольных полях, отложение Fe и Mn в рудных концентрациях идет вдали от них, в кальдере о. Санторин (максимальные содержания Fe здесь достигают 25%, Mn — до 0,69% в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал). Отчетливо видно, что после выпадения Fe-взвеси ее дальнейшее распределение идет в соответствии с гидродинамикой — она концентрируется в затишных и пониженных местах. Если таких мест близ источника нет, то взвесь уносится далеко в море, создавая ареалы обогащения Fe и Mn. Чаще такие сравнительно небольшие количества гидротермального вещества буквально тонут в огромных количествах обломочного материала, как и при поступлении материала из надводных фумарол (Бутузова, 1969; Bonatti *а. о.*, 1972).

Итак, в геосинклинальных зонах океанов накопление гидротермального материала возможно лишь в исключительных случаях — в небольших бухтах и на защищенных от волн участках.

ВУЛКАНИЗМ ЛОЖА ОКЕАНОВ (ОКЕАНСКИЕ ПЛАТФОРМЫ)

НАДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Характер извержений в пределах коры океанского типа по составу материала и типу извержений резко отличается от эксплозивного геосинклинальной зоны. Это очень спокойные излияния жидких лав, с образованием пологих щитовых вулканов в отличие от стратовулканов, господствующих в геосинклинальной зоне. Наиболее характерны базальтовые излияния Гавайских и Галапагосских островов, о. Пасхи, Исландии. Пирокластический материал при таких извержениях составляет не более 3—7% от лавы, высота выбросов незначительна, большая часть пеплового материала островов-вулканов попадает поэтому в зону локальных выпадений.

В толще донных осадков близ таких островов-вулканов прослои вулканического пепла очень редки, а иногда отсутствуют. Так, пеплы не были обнаружены близ Галапагосских островов (Bowles *а. о.*, 1973).

В районе Галапагосских островов влияние базальтового вулканизма сказывается не в появлении прослоев пеплов, а в примеси базальтового стекла на удалении 150—200 *км* от островов (Kowsman, 1973). Прослои пирокластики появляются в пределах этого же района, но только в отдельных колонках, что обусловлено слабой эксплозивностью извержений. Это связано с тем, что выбросы кратковременны, а количество пеплов невелико, что приводит к распределению материала полосами или пятнами, появление которых часто определяется ветрами, а также атмосферными осадками.

Детальные исследования вулканизма океанских платформ в целях выяснения его влияния на осадкообразование были проведены в северо-восточной части Тихого океана, близ хребта Хуан-де-Фука и подводной горы Кобб (Scheidegger, 1973). В серии колонок здесь обнаружены прослои базальтового бурого стекла (n = 1,590—1,600). Максимальный возраст стекол составляет 3,8 млн. лет; поражает их свежесть, что было подтверждено специальным анализом. Установлено, что подобные стекла в отличие от кислых могут сохраняться без изменений десятки и сотни миллионов лет (Muffler a. o., 1969).

Концентрация стекла в прослоях была много ниже, чем в пеплах геосинклинальных зон, обломки стекол более крупные, что, очевидно, обеспечивает их высокую стойкость. Образование прослоев связано с извержением подводного вулкана горы Кобб, вершина которого раньше находилась выше уровня океана. Сплошные прослои пеплов устанавливаются здесь на расстоянии всего 70 *км* от вулкана. Итак, пепловые прослои океанских вулканов обычно не проникают на расстояние более 100—200 *км* от вулкана — источника материала, характеризуются только базальтовым составом, обычно

менее выдержаны по площади, чем пеплы геосинклинальной зоны.

Распространение рассеянного пеплового материала несколько шире, чем прослоев, но обычно также не превышает 300—500 *км*, и концентрация его, как и прослоев, неравномерна в разных частях зоны рассеяния.

Главный осадочный материал островов-вулканов океанских платформ — это продукты их выветривания и размыва. Как и на континентах, максимальные их количества обнаружены в экваториальной зоне, минимальные — в аридных. Распространение продуктов размыва Гавайских островов установлено в донных осадках на удалении 500—700 *км*, что намного превышает дальность разноса пирокластики в этом районе (Лисицына, Бутузова, 1975). Дальность разноса продуктов размыва Галапагосских островов невелика, не более 200 *км*, что диктуется их положением в аридной зоне, где преобладает материал механической дезинтеграции. Поражает ограниченность влияния на седиментацию островов Пасхи и Сала-и-Гомес в южной аридной зоне Тихого океана.

ПОДВОДНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Небольшие масштабы надводного базальтового вулканизма океанских платформ резко контрастируют с огромным развитием и многообразными проявлениями подводного вулканизма в этой части земной коры.

Фундамент, на котором лежит осадочный чехол в океанах, повсеместно, без исключений, базальтовый, вулканический, поэтому и океанский подводный вулканизм практически весь базальтовый, крайне редко — ультраосновной.

Базальты ложа из разных частей Мирового океана по составу макрокомпонентов удивительно постоянны — их постоянство является одной из важнейших констант нашей планеты, так же как и постоянство состава морской воды и атмосферы (Лисицын, 1974б). Это толеитовые базальты, которые обнажаются во многих местах дна, где отсутствует покров осадков. В особенности детально они были изучены при глубоководном бурении. К ноябрю 1975 г. пробурены 573 скважины в 392 точках, из которых почти в половине получены базальты ложа. Максимальное проникновение в толщу базальтов — 582 *м* (Атлантический океан, скв.332-В).

В соответствии с представлениями тектоники плит, как мы неоднократно подчеркивали, в активных срединных хребтах океанов идет непрерывная генерация океанической коры, поступление глубинного базальтового вещества. Факт генерации сходного по составу базальтового вещества на протяжении всей планетарной системы активных хребтов указывает на глобальный, а не местный характер этого процесса. В этом первое его отличие от многообразного, быстро меняющегося и прерывистого в пространстве и времени вулканизма геосинклинальных зон.

Скорость наращивания дна определена независимыми методами и колеблется от нулевых до максимальных значений, около 12 *см/год*, чаще всего — 1,5—5 *см/год* (полускорость, т. е. скорость наращивания плиты в одну сторону; Лисицын, 1974б). Для базальтового ложа характерно общее увеличение возраста по мере удаления от срединных хребтов к периферии океанов, что отмечается для всей мезокайнозойской истории океанов (Лисицын, 1974б, стр. 52).

Как показывают детальные исследования в Срединно-Атлантическом хребте (с подводных лодок), выдавливание базальтов идет непрерывно в довольно узкой полосе рифта. В других местах (например, в рифтовом ущелье Хесса близ Галапагосских островов, в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия) отмечаются многочисленные тонкие слои, образованные жидкими базальтами. При больших скоростях расширения дна (более 3 *см/год*) преобладают не вязкие протрузии, а жидкие базальтовые излияния, которые «затягивают» рифтовую долину, превращая срединный хребет из узкого гребня с рифтовыми долинами (тип атлантический, медленно расширяющийся) в широкое и пологое сводовое поднятие, где рифт залит базальтом (тип Восточно-Тихоокеанского поднятия).

Важным обстоятельством является то, что излияния базальтов происходят в областях, не прикрытых осадками: это видно по результатам прямых наблюдений в рифтах и по холодным контактам базальт — осадок в большинстве кернов глубоководного бурения. Таким образом, создаются условия контакта горячих толеитовых базальтов с морской водой.

Огромную роль играет исключительно большая сейсмическая активность области генерации базальтов: толчки здесь наблюдаются практически непрерывно, что подтверждается донными сейсмографами. Вся область генерации базальтов в срединных хребтах оказывается разбитой сложной и разнонаправленной системой трещин, представляя собой огромную зону дробления. Этим обеспечивается возможность проникновения воды по трещинам глубоко в толщу разогретых базальтов, т. е. обеспечиваются не поверхностный, а объемный контакт вода — базальт, вовлечение огромных масс базальтового вещества в процесс обмена с водой.

Срединные хребты — крупные поднятия, для них характерен высокий энергетический уровень среды седиментации, что заставляет предполагать возможность уноса тонкого материа-

ла, генерированного близ хребтов, на значительные расстояния в пелагиаль.

Процесс наращивания коры постоянен и проявляется как в дополнительных излияниях, так и в пронизывании уже застывшей лавовой толщи новыми генерациями долеритов. Породы II сейсмического слоя во впадине Хесса (по данным 8-го рейса нис «Дмитрий Менделеев») представляют собой как бы слоеный пирог из толеитовых базальтов и долеритов, в нижних частях с ультраосновными породами.

Изучение базальтов ложа в обнажениях, а также в кернах бурения показывает, что изменения, связанные с горячим контактом базальтов с водой, разнообразны и проявляются прежде всего в основной массе базальтов [1], а не во вкраплениях, которые сохраняются свежими. При движении плит возможно продолжение подводного вулканизма с возникновением подводных гор-вулканов или целых подводных вулканических массивов (а также силлов) в толще осадков. Силлы выявляются по горячим контактам и расхождению возраста с палеомагнитными определениями. По составу лав вулканизм подводных гор близок к надводному вулканизму — это щелочные базальты в отличие от толеитовых базальтов ложа океана.

МАСШТАБЫ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЗМА ОКЕАНСКИХ ПЛАТФОРМ И ДОКАЗАТЕЛЬСТВА МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ ИЗ БАЗАЛЬТОВ

Подсчет объема базальтового вещества, которое генерируется ежегодно в области срединных хребтов (общая длина 60 тыс. *км*), при средней толщине коры 6,5 *км*, скорости расширения дна около 5 *см/год* дает среднее значение $6 \cdot 10^{16}$ *г/год*, т. е. 60 млрд. *т*, что почти в 3 раза больше твердого стока с суши. Это намного превосходит масштабы поставки вулканогенного материала всеми вулканами геосинклинальной зоны и тем более масштабы надводного вулканизма. Генерация вещества и энергии в области срединных хребтов — явление колоссального масштаба!

Важный вопрос касается соотношения между вулканизмом срединных хребтов и многочисленными подводными вулканами, рассеянными на дне океанов. Ранее считалось, что, например, на дне Тихого океана имеется свыше 10 тыс. вулканических гор, что воспринималось как свидетельство более мощного вулканизма океана, чем суши (Менард, 1966; Зеленов, 1972).

В настоящее время геоморфологами точно подсчитаны размеры, количество и объем гор-вулканов на дне Атлантического и Тихого океанов. На дне Атлантического океана выявлены 1044 подводные горы, из них большая часть (97%) представляет собой вулканические конусы, остальные — глыбовые образования (Руденко, 1975). Очень распространены горы средней высоты, от 1 до 2 *км* над уровнем дна; на их долю приходится 67%. Главная часть подводных гор-вулканов (569 шт.) расположена на ложе океана, значительно меньше (239 шт.) — на срединных хребтах.

Средняя скорость поступления вулканического материала для формирования подводных гор Атлантики за последние 100 млн. лет составляет около 0,008 $км^3$ в год, т. е. около 20 млн. *т* в год.

Исследования дна Тихого океана (Ларина, 1975) показали, что число подводных гор высотой более 0,5 *км* составляет 7,1 тыс., из них на хребтах преобладают более высокие горы, от 0,5 до 3,5 *км* над уровнем дна (85%), в котловинах — более низкие, от 0,5 до 1,5 *км*, составляющие около 60%. Общее количество гор выше 1 *км* в 1,5 раза меньше, чем предполагалось Г. Менардом (1966).

Если учесть, что максимальный возраст подводных гор на периферии океана достигает 150 млн. лет, то за 1 млн. лет образуется 47,3 горы, а в 1000 лет — всего 0,05. Зная среднюю высоту этих гор (около 1,5 *км*), можно определить, в первом приближении, количество вулканического материала, идущего на их образование,— 0,005 $км^3$ в год, или 12—15 млн. *т* в год. Таким образом, порядок цифр для Атлантического и Тихого океанов оказывается близким — в год на дне каждого из этих океанов реализуется в форме гор-вулканов около 12—20 млн. *т* вулканического материала. Если принять как среднее значение для Индийского океана также приблизительно 15 млн. *т*, то в Мировом океане в форме гор-вулканов генерируется около 50 млн. *т* базальтов, т. е. 0,2—0,3% от ежегодного поступления терригенного материала и в сотни раз меньше, чем базальтов в активных хребтах. Если удалить из океанов воду и снять покров рыхлых осадков, то поверхность ложа океана более всего напоминает поверхность Луны: это базальтовая равнина, на которой разбросаны пологие, щитовые вулканы, чаще всего небольшие, значительная их часть погасла. В смысле единообразия состава пород ложе океана оказалось бы более «лунным», чем сама Луна. Два основных компонента, вступающих в реакцию на дне,— морская вода и толеитовые базальты дна (также щелочные базальты подводных гор) — во всем Мировом океане имеют почти постоянный со-

[1] Это подтверждается, в частности, постепенным снижением магнитной восприимчивости базальтов ложа (в 2—3 раза по сравнению со свежими базальтами срединных хребтов).

став и постоянную начальную и конечную температуры. Мощность процесса зависит от теплозапаса, поскольку конвекция является главным источником энергии движения воды.

«Температура основания», или «базовая температура»,— температура на таких глубинах, до которых идет активная циркуляция вод (Аверьев, 1966). В вулканических зонах Исландии, по данным бурения, циркуляция вод ограничена глубинами 1,5—2 *км*, а в некоторых местах — до 3 *км* (здесь температуры 200—250 °С и более). Тепловая мощность гидротермальных систем определяется на суше по выносу тепла в единицу времени. Тепловая мощность наиболее значительных термальных полей на суше достигает 500 тыс. *ккал/сек* (район Торфаекул, Исландия), для Новой Зеландии — 100—130 тыс. *ккал/сек* (Вайотапу и Вайракей), для Камчатки и Курильских островов — 20—90 тыс. *ккал/сек* (Аверьев, 1966). Плотность теплового потока в среднем для поверхности Земли составляет 12 *ккал/км²·сек*, а в термальных районах она обычно превышает 100, с отдельными значениями до 2000—2500 *ккал/км²·сек*.

Питание гидротермальных систем водами происходит с разной интенсивностью, в зависимости от геологической обстановки, что приводит к резко различным термопроявлениям, наблюдающимся обычно в пределах одной термоаномалии — от паровых струй и гейзеров до тепловых источников. Слои тектонически раздробленных пород могут быть естественными вместилищами перегретых вод.

Суммарная активность тепловой аномалии зависит не только от плотности теплового потока, но и от продолжительности ее существования. Наблюдения на суше показывают, что минимальный возраст гидротермальных систем составляет более 10 тыс. лет.

Не совсем ясно, каким образом обеспечивается питание гидротермальной системы теплом, поскольку необходима значительная поверхность соприкосновения с магмой, которая должна быстро остывать. В настоящее время большинство исследователей склоняются к теплопередаче через пар, который смешивается с инфильтрационными водами, давая горячий минерализованный и газонасыщенный раствор — флюид (Аверьев, 1966). Взаимодействуя с базальтами, флюид и дает начало гидротермальным растворам.

По существующим представлениям, вода, заключенная в базальтах (эндогенная), составляет не более 5%, поэтому, безусловно, главная масса воды относится к вадозному типу. Основные энергетические потери при извержениях на дне океана идут не за счет мощных и кратковременных излияний, а за счет длительного выноса тепла и вещества гидротермами или на контакте горячих базальтов с водой. Этот процесс растянут в пространстве и времени. Для характеристики энергии и масштабов влияния этого процесса на седиментацию могут быть предложены два связанных между собой геофизических показателя: скорость раздвижения в срединных хребтах (Лисицын, 1974б, стр. 49, рис. 13) и значения теплового потока. Чем эти показатели выше, тем больше поступает эндогенного вещества.

В том, что при контакте горячих базальтов с океанской водой происходит их изменение (а именно, вынос из базальтов с растворами ряда элементов), убеждают материалы бурения на вулканических островах в океанах, данные по изучению базальтов, анализ донных осадков на контакте с базальтами, а также экспериментальные данные.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Взаимодействие разогретых базальтов с морской водой или растворами хлоридов изучалось в экспериментах многими авторами в связи с важной ролью хлоридов как рудоносных флюидов (Павлов, 1964; Щербаков, 1968; White, 1968, 1969).

В одном из экспериментов условия были максимально приближены к реальным, обнаруженным при бурении скважин в Исландии (Bischoff, Dickson, 1975). Авторы этого исследования, описанного выше, приходят к выводу, что на контактах вода — базальт в сходных физико-химических условиях возможны вынос из базальтов Fe, Mn, Cu, Ni и их отложение в виде металлоносных осадков.

В опыте Д. И. Павлова и И. Д. Рябчикова (1970) температура доводилась до 800 °С при давлении 4 *кбар*, использовался материал траппов. В растворах также обнаружены очень высокие содержания Fe (до 0,5% по весу), что свидетельствует о возможности его миграции; отмечается, что повышение концентрации хлоридов в растворе ведет к увеличению выноса Fe.

ДАННЫЕ БУРЕНИЯ НА ОКЕАНСКИХ ОСТРОВАХ-ВУЛКАНАХ

Ценные материалы для понимания роли эндогенного вещества были получены при глубинном бурении на океанских островах — в Исландии, на Азорских, Бермудских и Гавайских. В Исландии изучено 17 термальных областей с температурами вод 150—200 °С (Bjornsson a. o., 1972). Термальная область Рейкьянес, где была пробурена скважина глубиной 1700 *м*, одна из самых маленьких, ее площадь около 1 *км²*; тепловой поток здесь 4,2 ед. Для этой области характерны горячая почва, грязевой

Таблица 33

Сопоставление железа и малых элементов с морской водой термальных источников в Исландии (Bjornsson a. o., 1972)

Источники и скважины	Fe	Ga	Ce	Mo	Ti	V	Li	Br	I
	ppe						*ppm*		
Рейкьянес, источник	192	2,6	5,5	10,9	6,1	0,7	7,4	98,0	0,5
Рейкьянес, скв. 2	485	7,6	6,0	6,1	5,2	2,5	—	—	—
Гейзер, источник	12,5	1,5	23,6	47,1	1,0	15,1	0,2	0,2	—
Намафьял, скв. 3	21,4	0,7	58,8	4,1	1,6	2,1	—	—	—
Морская вода	2	0,5	—	0,3	—	0,3	0,1	65,0	0,05

Общая минерализация (в *ppm*) источников Рейкьянес 32400—52160 Содержание SiO_2 — 374 — 630; B — 11,6 — 12; Na — 9610 — 14325; K — 1287 — 1670; Cu — 1530 — 2260; Mg — 8 — 123; SO_4 — 30 — 206; C — 0,2 — 50; Cl — 19000 — 29100.

вулканизм, сольфатары, выделение пара. Вся область разбита сложной системой трещин и разломов; температура на глубине 1700 *м* от поверхности составляет 280 °С. Скважина прошла сквозь чередующиеся прослои базальтов, вулканических брекчий и туфов. Вода на глубине 1700 *м* оказалась морской, о чем можно судить по ее основному солевому составу. Это еще более приближает условия в этой скважине к существующим на дне океанов.

В базальтах скважины на контакте с водой в первую очередь изменяется стекло, затем оливин, пироксен и, наконец, плагиоклазы. Вторичные продукты — монтмориллонит (при температурах ниже 200 °С) и хлорит (230—280 °С). В промежуточном интервале температур господствуют смешаннослойные минералы типа хлорит — монтмориллонит. При температурах более 200 °С образуется также эпидот. Повсеместно в измененных породах встречен альбит, а в отдельных слоях — также и ангидрит.

В табл. 33 показано содержание ряда элементов в термальных водах Исландии в сопоставлении с морской водой.

Данные этой таблицы подтверждают выводы, сделанные на основе экспериментов: поставка Fe на один-два порядка выше, чем других элементов, отмечается поставка также РЗЭ, V, Li и других элементов. Примечательна установленная здесь подвижность титана и галлия, что подтверждает выводы, сделанные для поверхностного слоя осадков (см. главу II).

В 1972 г. была пробурена скважина глубиной около 800 *м* на Бермудских островах, а в 1973 г.— скважина (981 *м*) на Азорских (Muecke a. o., 1974). Азорские острова находятся в 400 *км* от Срединно-Атлантического хребта, т. е. характеризуют условия его склона, в то время как Исландия располагается на оси этого хребта.

Температура вод в скважине Азорских островов на глубине около 550 *м* составила 200 °С и сохранялась почти постоянной до глубины 981 *м*. Большая часть скважины прошла через щелочные базальты, гавайиты и муджериты, характерные для океанских островов, и только на глубине 850 *м* достигла подушечных лав, что свидетельствует о субаэральном вулканизме для верхних слоев и субаквальном — для нижних.

ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ И ПИЛЛОУ-ЛАВ

Наиболее вероятный и широко распространенный механизм перехода ряда элементов из базальтов в воду был предложен Дж. Корлиссом (Corliss, 1971). Он исследовал методами инструментального нейтронно-активационного анализа поведение 16 элементов в пиллоу-лавах, собранных на Срединно-Атлантическом хребте. Стекловатые корки закаливания отвечают по составу исходным лавам, а внутренние, раскристаллизованные, части пиллоу оказываются обедненными именно теми элементами, которые встречены в металлоносных осадках. Переход элементов из внутренних раскристаллизованных частей в воду происходит, по-видимому, в несколько этапов: 1) остаточные расплавы при кристаллизации магмы мобилизуются в виде хлоридных комплексов, возникающих при взаимодействии воды, проникающей в пиллоу по трещинам, с остаточным расплавом; 2) дополнительные количества элементов переходят в воду при последующих изменениях, захватывающих минералы (в первую очередь оливин и пироксены). Отмечается переход из центральных частей пиллоу в воду Fe, Mn, РЗЭ, Co.

Содержание Na, Cr, Al существенно не меняется. Обогащение внешней стекловатой корки путем захвата элементов из воды маловероятно по следующим причинам:

1) в стекловатых корках содержание воды, K и других элементов, которые могли бы захватываться из воды, ничтожно;

2) при макроскопическом изучении и просмотре в шлифах все проанализированные стекловатые корки очень свежие, без заметных изменений;

3) содержание K оказалось больше не в корках, а в центральных частях пиллоу, куда по трещинам проникала вода;

4) состав стекловатых корок отвечает составу голокристаллических разностей базальтов, т. е. наиболее полно отвечает составу свежего неизмененного расплава.

Д. Уайт (White, 1968) считает, что контакт натрий-кальций-хлорных растворов с твердой фазой, в интервале температур от 900 до 1000 °C — наиболее благоприятная обстановка для концентрации металлов в жидкой фазе в виде хлоридного комплекса. К. Краускопф (Krauskopf, 1967) приводит экспериментальные данные, подтверждающие, что Fe и Mn должны быстро выщелачиваться морской водой из твердой фазы, в особенности при подкислении воды газами, сопровождающими вулканические экструзии. В большинстве случаев взаимодействие морской воды и остаточного расплава идет по интергранулярным границам, вода растворяет компоненты остаточной части расплава, нагревается, и конвекционный эффект приводит к ее подъему, при этом нагретая вода сменяется новыми порциями холодной воды. Такие воды могут выходить на поверхность дна по трещинам в виде горячих источников.

Намного чаще, однако, имеет место диффузное поступление вещества со значительных площадей базальтовых лав.

ИЗУЧЕНИЕ ДОННЫХ ОСАДКОВ НА ГОРЯЧЕМ КОНТАКТЕ С БАЗАЛЬТАМИ

При внедрении горячих базальтов в толщу осадков происходят захват и фиксация в осадках практически всех элементов, которые выносятся из горячих базальтов. Поэтому результаты изучения приконтактных зон базальтовых силлов в кернах бурения представляют особый интерес. В керне бурения ст. 183 (Алеутская абиссальная равнина) обнаружены металлоносные осадки (до 24% Fe и 4,2% Mn, в пересчете на бескарбонатный материал), а также очень необычные известняки с пиритом и арагонитом, обогащенные Cr (до 1,95%) (Natland, 1973). Экспериментально установлено, что в условиях океана при температуре ниже 30 °C арагонит не образуется, поэтому он является как бы минералогическим термометром (для выявления минимальных температур). Арагониты обнаружены также и в отложениях Красного моря, близ выходов горячих рассолов, с температурой 50—60 °C.

Металлоносные осадки с арагонитом — одна из фаций металлоносных отложений, образующихся на горячих контактах или под воздействием гидротерм. Любопытно отметить находку арагонита (до 3% по данным рентгеновских определений В. В. Серовой) в осадках впадины Хесса, что свидетельствует о поступлении сюда вод с температурой более 30 °C. Присутствие близ контактов пирита указывает на миграцию серы и железа. В наземных рифтах (Восточная Эфиопия) описаны случаи обогащения некоторых слоев Ba и Sr — до 12% $SrCO_3$ (Bonatti a. o., 1972 a, b). Другим минералогическим термометром является гетит, который, по данным Дж. Бишофа (1969), переходит в гематит при 115 °C.

В кернах бурения на ст. 8 и 94 в Северной Атлантике установлен гематит, свидетельствующий о горячем контакте; в кернах бурения из южной части того же океана рентгеновскими методами близ контакта с базальтами отмечены значительные количества сидерита (Initial Reports..., 1969, 1976).

На горячих контактах базальт — осадок происходят существенные изменения глинистых минералов, которые были описаны З. Н. Горбуновой (1974). Конечные продукты здесь зависят от интенсивности и длительности воздействия, однако направленность этого процесса одна: замещение лабильных компонентов стабильными, диоктаэдрических разностей триоктаэдрическими (при этом в октаэдрах трехвалентные катионы, в частности Al, замещаются двухвалентными — Mg).

О глубине преобразований можно судить по геохимическому индикатору — содержанию MgO в глинах: в неизмененных глинистых илах — 2—3%, в пробах с гидротермальными изменениями (с образованием аутигенного биотита и вермикулита) — до 7—10%, а в отбеленных глинах с вермикулит-хлоритом — 13,4%! При холодном контакте Fe и Mn, а также ряд других элементов (в основном Mg, Ca и Si) в осадок не поступают; при горячем контакте происходит миграция этих элементов и высвобождение Al из тетраэдров глин.

Надежные данные о составе гидротермальных растворов могут быть получены с помощью изучения включений (жидких и газовых) в породах и минералах и с помощью бурения в областях активного вулканизма и высоких значений теплового потока.

Анализ включений в минералах показывает, что преобладают рассолы хлоридно-натриевого состава, с высоким содержанием Si, K, Ca и ряда других элементов.

Термальные источники на поверхности Земли представляют собой сильно разбавленные холодными грунтовыми водами минерализованные глубинные воды: никаких других отличий,

кроме разницы в концентрациях, обычно не отмечается. Совершенно естественно, что глубинные растворы отражают состав тех пород, из которых идет выщелачивание. Так, для гранитоидов характерно обогащение раствора Ca, Mg, а из анионов — гидрокарбонатными и сульфатными ионами (Байкальский рифт, 1968). Открытым остается вопрос о глубине проникновения вод по зонам дробления и разломам. На суше минимальная глубина формирования азотных гидротерм Байкальской рифтовой зоны принимается в 1,5—6 *км*, максимальная — 15—20 *км*, а возможно, достигает и верхней мантии (Ломоносов, 1974). Перенос многих металлов гидротермами идет в виде комплексных соединений, в основном с хлор-, сульфат- и фтор-ионами (Беус, 1958; Хитаров, 1961; Гаррелс, Крайст, 1968, и др.).

Широко распространенные на дне растворы с повышенной концентрацией хлор-иона (чему способствует сам состав океанской воды) могут переносить в виде комплексов Zn, Pb, Cu, Sn, Ag, Au, Hg, Mn, Mo, Ti и др. Главным лигандом является Cl, подчиненными — F и S. Безусловно, частично перенос идет и в других формах, например в виде гидратированных, свободных, кислородсодержащих и других ионов.

Д. Уайт установил 4 критических момента в образовании рудных месторождений (данные наблюдений гидротерм Красного моря и Салтон-Си, а также изучения гидротермальных месторождений): 1) должны быть источники рудного вещества; 2) рудные компоненты должны быть в форме, растворимой в воде (в данном случае натрий-хлоридные растворы воды океанской или ювенильной); 3) их растворы должны мигрировать в направлении существующего градиента давления; 4) рудные компоненты должны селективно осадиться в соответствии с физико-химическими условиями и химическими изменениями растворов, попадающих в новую среду.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ОКЕАНОВ И ИХ ГЕНЕЗИС

Металлоносные осадки, обогащенные Fe и Mn, известны в океанах давно, однако особенное внимание они привлекли после того, как в пробах э/с «Обь» к востоку от о. Пасхи были обнаружены Н. С. Скорняковой (1964) необычно высокие содержания Fe и Mn. Вскоре сходные осадки были найдены в других местах Восточно-Тихоокеанского поднятия, а также на дне Красного моря, а затем в нескольких районах океанов в кернах глубоководного бурения. Их описанию посвящено уже более 100 работ, в том числе серия интересных исследований Бострема с сотрудниками (Bostrom, 1970, 1973; Bostrom a. o., 1966, 1969, 1971, 1972 , 1973). Сходные отложения и ассоциации металлоносных осадков с базальтами были обнаружены и на суше (о. Кипр в Средиземном море, рифт Афар в Африке; вероятно, также некоторые месторождения Fe — Mn руд). Металлоносные осадки Красного моря представляют экономический интерес, так же как и ряд других месторождений такого типа на суше.

Металлоносными мы называем рыхлые слоистые осадки с содержанием Fe (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал) более 10%, т. е. примерно в 2 и более раз выше, чем в пелагических глинах, с повышенными содержаниями Mn и ряда малых элементов и с пониженными — элементов-гидролизатов

▶

Р и с. 117. Распределение жидких и газообразных продуктов вулканизма — металлоносных осадков в поверхностном слое и в кернах бурения морей и океанов

1 — срединные хребты (двойные линии) и секущие разломы; *2* — возраст базальтового ложа по палеомагнитным данным (цифры в млн. лет); *3* — граница кайнозойского и мезозойского базальтового ложа океана; *4* — главнейшие области распространения металлоносных осадков в океанах (более 10% Fe в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал); *5* — керны бурения, в которых обнаружены металлоносные осадки, индексом показан возраст металлоносных слоев; *6* — колонки донных осадков, удаленные от хребтов, в которых обнаружены металлоносные отложения; *7* — зона вероятного обнаружения металлоносных осадков в поверхностных слоях; *8* — рифтовые зоны Африки и Индии; *9* — скорость расширения дна океанов в зоне срединных хребтов.

На врезках:

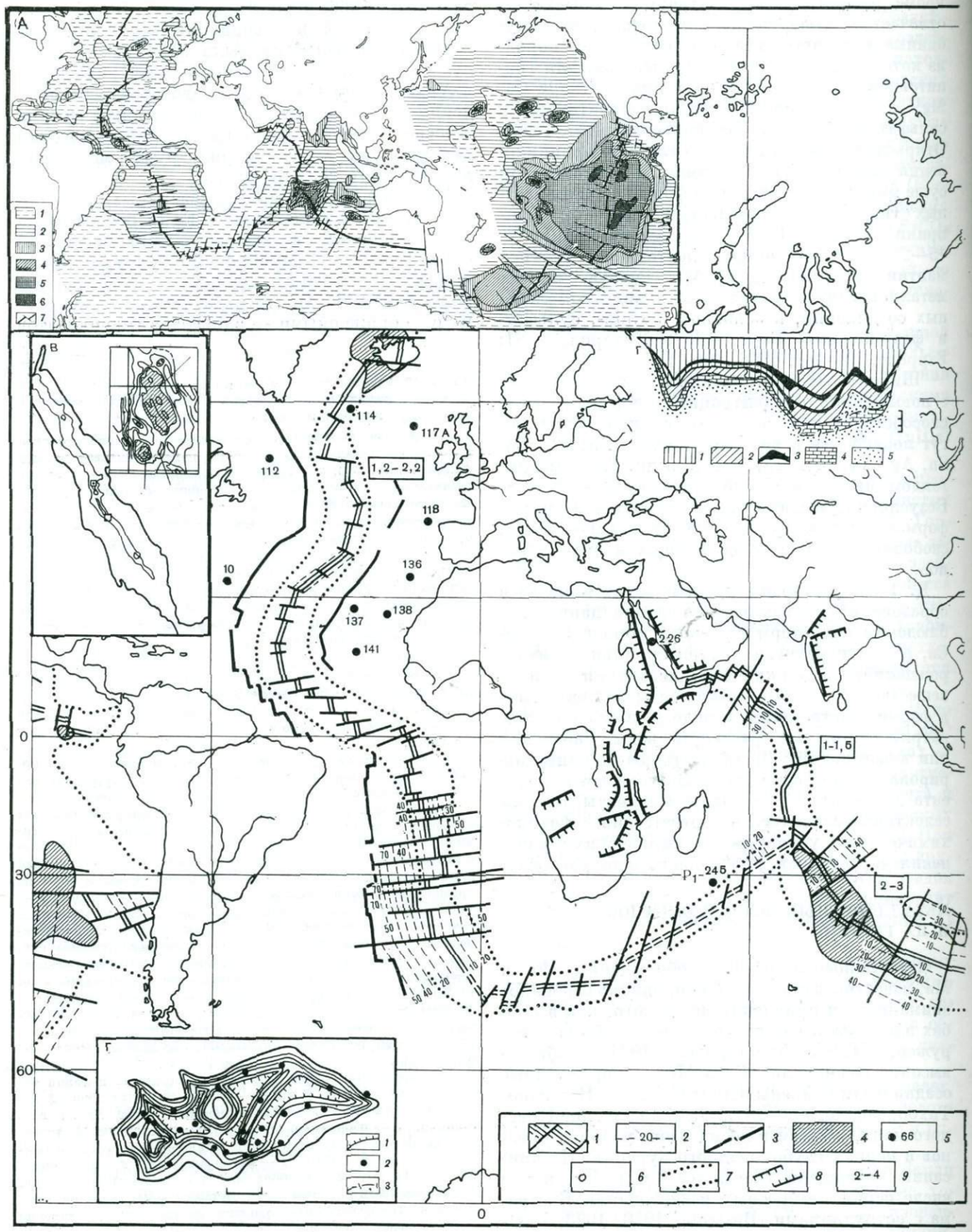
А. Геохимический показатель поступления эндогенного материала в осадки. Отношение Fe + Mn/Ti: *1* — менее 10; *2* — от 10 до 15; *3* — от 15 до 20; *4* — от 20 до 25; *5* — от 25 до 100; *6* — более 100; Прочие обозначения: *7* — срединные хребты.

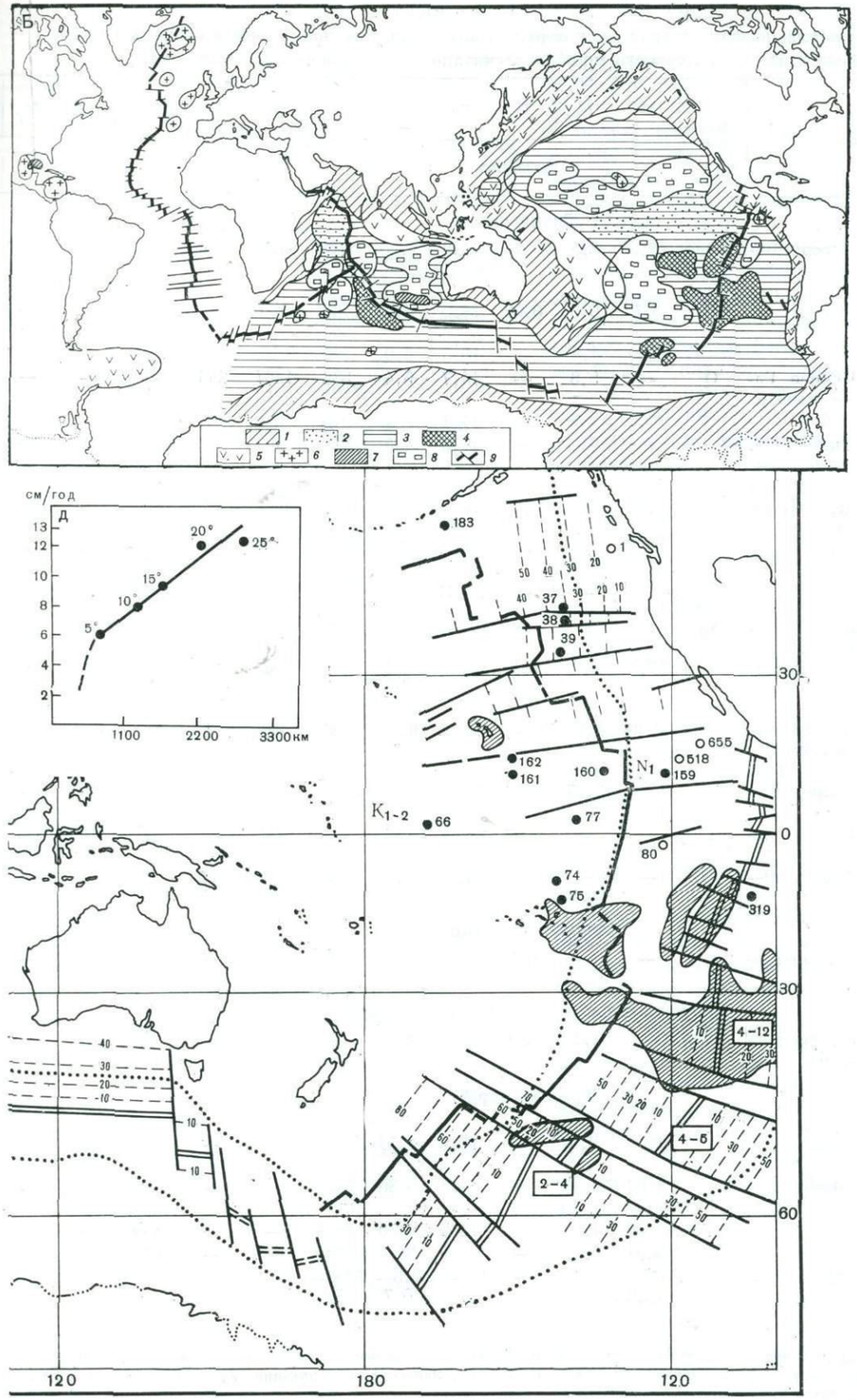
Б. Генетические типы отложений железа и марганца на дне морей и океанов: *1* — краевых частей океанов и внутренних морей (обломочный у берегов и на шельфе, диагенетический — в тонких осадках); *2* — пелагический экваториальных зон с точечным диагенезом (мраморовидные осадки); *3* — пелагических областей океанов вне экваториальных зон (связанные с поступлением металлов в суши); *4* — эндогенный (связанный с поступлением эндогенного материала океанической коры из срединных хребтов, разломов и подводных вулканов); *5* — зоны влияния вулканогенного (пирокластического) материала современных геосинклиналей; *6* — зоны влияния пирокластического материала океанической коры (острова-вулканы океанов); *7* — сплошные железо-марганцевые корки на больших площадях дна; *8* — области наибольшего распространения Fe-Mn конкреций (рудные поля); *9* — срединные хребты.

В. Металлоносные осадки на дне Красного моря. Показано расположение главнейших депрессий с горячими рассолами и металлоносными осадками: Атлантис-II, Дискавери, Чейн. Заштрихованы области глубин более 2000 *м*.

Г. Металлоносные осадки депрессии Атлантис.-II и фации металлоносных осадков. Внизу — схема изопахит (через 5 *м*): *1* — мощность металлоносных отложений более 20 *м*; *2* — станции; *3* — изопахиты. Вверху — разрез через толщу металлоносных осадков и фации металлоносных осадков (Hackett a Bischoff, 1973): *1* — металлоносные; *2* — гетитовые; *3* — сульфидные; *4* — карбонатные; *5* — базальты ложа моря.

Д. Зависимость ширины зоны металлоносных осадков близ Восточно-Тихоокеанского поднятия от скорости расширения хребта (точки — анализы)


А
1
2
3
4
5
6
7
В
Г
1,2–2,2
1–1,5
2–3
P_1-245
114
117А
112
118
136
138
137
141
226
10
0
30
60
1
2
3
4
5
20
66
2–4
9


Б
1
2
3
4
5
6
7
8
9
Д
см/год
13
12
10
8
6
4
2
5°
10°
15°
20°
25°
1100
2200
3300км
183
1
655
518
159
162
161
160
N1
K_{1-2}
66
77
80
74
75
319
37
38
39
30
0
30
60
4–12
4–5
2–4
120
180
120

Средний состав металлоносных осадков из поверхностного слоя, колонок и кернов бурения Тихого и Индийского океанов, Красного моря (пересчитано на бескарбонатный материал)

Район, характер и число проб	Возраст	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Zn	Ga	Zr
		в процентах					$n\times10^{-4}$, %					
Тихий океан												
ВТП от 0 до 30° и депрессия Бауэр (210 проб)	N—Q	17,3	3,5	0,23	14,9	3,73	1169	515	122	314	<4	283
Гребень ВТП, 12—14° ю. ш.	Q	6,1	0,5	0,02	18,0	6,0	730	430	—	380	—	—
Склон ВТП	N—Q	14,0	4,6	—	10,5	3,0	960	675	—	290	—	—
Депрессия Бауэр и Южное Галапагосское поднятие (4 пробы)	Q	—	5,8	—	14,7	5,4	832	1267	246	—	—	—
Депрессия Бауэр (7 проб)	Q	13,5	2,3	—	14,1	4,60	910	820	67	330	—	—
Керны бурения станций 159, 162, экваториальная часть океана (11 проб)	P_2^3—N_1^1	—	—	—	17,5	4,5	920	—	—	360	—	—
Керны бурения станций 37, 38, 39, северная часть океана		7,11	2,3	0,06	23,6	6,66	1070	630	86	630	—	—
Керны бурения, станции 66, экваториальная часть	K_2	17,0	—	—	26,0	7,0	1300	1000	—	700	—	—
Керны бурения станции 183	P_2^1	—	—	—	20,41	5,1	1210	526	106	220	—	—
Керны бурения станции 192А, гайот Мейдзи, вершина	K_2	—	—	—	9,4	0,27	606	6	48	123	—	—
Станция 518 (близ горы Шимода) (17 проб)	Q	17,2	4,2	0,2	14,63	3,2	694	581	42	367	—	317
Среднее для базального слоя металлоносных осадков 12 точек бурения в Тихом океане (25 проб)		10,84	2,73	—	20,07	6,06	790	460	82	470	6,8	225
Конкреции Тихого океана 80—124 пробы		8,27	3,27	0,66	11,97	21,06	4300	6700	3100	710	10	630
Пелагические глины Тихого океана	Q	—	—	0,46	5,65	0,67	400	300	110	200	19	160
Пелагические глины Тихого океана (26 проб)	Q	—	—	0,45	5,1	0,5	323	211	101	—	—	—
Индийский океан												
Керны бурения ст. 245, восточная часть	P_1^1	—	—	0,5	11,0	3,2	200	—	—	250	—	—
Континентальная платформа, рифт Афар												
Рифт Афар (Африка), среднее для Fe и Mn-руд (9 проб)		—	4,2	0,81	25,1	8,3	—	—	—	—	—	—
Красное море*												
Фации в колонках осадков												
Fe-монтмориллонитовая		11,4	0,9	—	25,9	1,51	6400	—	—	25700	—	—
Гетитовая и аморфных гидроокислов		4,07	0,58	—	44,9	0,80	2400	—	—	15600	—	—
Сульфидная		11,59	0,79	—	12,9	0,80	3600	—	—	98000	—	—
Манганитовая		3,51	0,37	—	21,3	25,6	700	—	—	11200	—	—
Керны бурения, ст. 226 (горизонт 1—6 *м*) впадина Атлантис II		7—12,6	2,6	—	15—23	0,3—0,7	5000—8000	—	—	8000	—	—

* Для осадков впадины Атлантис II (25 колонок) содержание Zn (среднее взвешенное по длине колонки) составляет 2200, Cu — 100. В пересчете на бессолевой остаток — Zn 15800, Cu — 3400. Запасы в *т* следующие: Zn — $32{,}2\times10^6$; Cu — $8{,}1\times10^5$ (Hackett, Bischoff, 1973).

Таблица 34

Y	V	Cr	Pb	Sn	Литературный источник
$n\times10^{-4}$, %					
Тихий океан					
—	412	47	87	66	Материалы 8-го рейса нис «Дмитрий Менделеев»
—	—	—	—	—	Bostrom, Peterson, 1969
—	—	—	—	—	Там же
—	138	138	—	—	Burnett, 1975 а, б
—	—	—	—	—	Heath a. o., 1973
—	—	—	—	—	Cronan a. o., 1972
—	—	—	—	—	Dymond a. o., 1973
—	—	—	—	—	Drever, 1971
—	—	—	—	—	Natland, 1973
—	—	—	—	—	Natland, 1973
—	306	31	101	17	Материалы 8-го рейса нис «Дмитрий Менделеев»
—	—	—	100	0,6	Cronan, 1976
160	540	—	1000	—	«Тихий океан», 1970
150	130	78	110	—	Там же
—	215	102	68	—	Cronan, 1969
Индийский океан					
—	—	—	—	—	Warner, Geiskes, 1974
Континентальная платформа, рифт Афар					
—	—	—	—	—	Bostrom, 1973
*Красное море**					
—	—	—	—	—	Hackett, Bischoff 1973 Бишоф, 1974
—	—	—	—	—	Там же
—	—	—	—	—	» »
—	—	—	—	—	» »
—	—	—	—	4600—6500	Manheim, 1974

(табл. 34). Они образуют слои большой протяженности (пласты), а также небольшие линзы. Мощность их — от нескольких сантиметров до десятков метров, полная мощность в колонках до 10—20 *м*, в кернах бурения до 30—40 *м* и более; нередко образуют пояса длиной во многие тысячи километров. Площадь распространения их колеблется от 30 $км^2$, например в Красном море, до более 2,5 млн. $км^2$ в изученной нами части Тихого океана (рис. 117). Общая площадь отложений этого типа только в поверхностном слое осадков Тихого океана превышает 10.000000 $км^2$. Характерной чертой их является постоянная связь с областями подводных излияний базальтов, горячих контактов вода — базальт. Металлоносные осадки выявлены в океанах как в современных осадках, так и в древних, вплоть до поздней юры — раннего мела, а на суше, по-видимому, вплоть до протерозоя.

Специальные исследования металлоносных осадков проводились в юго-восточной части Тихого океана в 8 и 14-м рейсах нис «Дмитрий Менделеев» (в 1972 и 1974 гг.). Было получено около 200 колонок осадков, а также значительное количество дночерпательных проб, много проб глубинной воды, взвеси, иловых вод.

Исследования проходили в области ВТП, от 0 до 50° ю. ш., в депрессии Бауэр и во впадине Хесса, а также в прилежащих частях Перуанской котловины, вплоть до глубоководного Перуанского желоба и шельфа. Работы были проведены также в крупных разломах (Кларион, Клиппертон и др.) и около подводных гор-вулканов (банка Шимода, гора Доуд и др.), на островах в зонах активных хребтов (Галапагосские, о. Пасхи), а также в зонах разломов (о. Сала-и-Гомес).

Изучены области с максимальными из известных в океанах значениями теплового потока и скоростями расширения активного хребта (ВТП), что отвечает условиям максимального поступления эндогенного материала океанической коры (скорость расширения до 12 *см/год*) на поверхность дна.

Общая протяженность ВТП в пределах Тихого океана составляет более 21 тыс. *км*, а без поднятия Альбатрос — более 16 тыс. *км*; на большое расстояние тянется и северное продолжение ВТП (хребты Хуан-де-Фука и Горда). Если принять среднюю скорость расширения дна в 8 *см/год*, то за 1000 лет образуется свежих базальтов 1280 $км^2$ по одну сторону хребта, или около 2500 $км^2$ по обе стороны. Минимальная глубина проникновения воды в породы может быть принята в 500 *м* (по определениям в буровых скважинах Исландии — до 3 *км*, по другим данным — до 5—10 *км*), следовательно, минимальный объем базальтов, контактирую-

Район, характер и число проб	Возраст	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Cu	Ni	Co	Zn	Ga	Zr
		в процентах					×10⁻⁴, %					
Современная геосинклинальная зона												
Взвесь подводного вулкана Бану-Ваху, Индонезия												
восточное поле		3,60	0,04	0,11	33,05	0,89	—	—	—	—	—	—
западное поле		2,66	2,07	0,14	32,19	2,56	—	—	—	—	—	—
Железорудные осадки кальдеры о. Санторин												
окисленные		6,14	0,32	Сл.	34,45	0,009	9—31	0—14	Не обн.	—	—	—
восстановленные		10,36	0,67	Сл.	20,02	0,015						

щих с водой по системе разнообразных трещин, составляет около 1,2—1,3 *км*³ в год. Непрерывно идет поступление свежих горячих базальтов.

Поступление рудных компонентов идет независимо от нормальной океанской седиментации, накладывается на нее. Тип получающихся осадков зависит от состава и количества поступающего экзогенного и эндогенного вещества (рис. 118, *А*). Если из осадков удалить их добавочную рудную часть, то видно, что типы их определяются закономерностями, присущими нормальной океанской седиментации. Ровные участки дна в депрессии Бауэр — исключение. Поскольку средняя глубина впадины (4000—4500 *м*, максимальная — 6200 *м*) близка к КГ (в этом районе 4350 *м*), то распределение осадков здесь диктуется в основном небольшими (часто около 100—200 *м*) изменениями глубины, выше или ниже критической, что приводит к смене карбонатных осадков на глубоководные глины.

Весь аморфный кремнезем в осадках исключительно биогенный — панцири и обломки радиолярий и диатомовых; исследованиями не обнаружено ни вулканического стекла, ни глобул или других необычных образований. Никакого увеличения содержания кремнезема по мере приближения к ВТП, которое можно было бы связать с его эндогенной поставкой, не отмечается. Не обнаружено и никаких признаков изменения критической глубины $CaCO_3$ в осадках, которые можно было бы объяснить поступлением эндогенного CO_2 или кислых растворов. Нет изменения pH воды и осадков, Eh осадков. Содержание Fe (см. рис. 61, 112, *Б*, *В*) в глубоководных глинах Тихого океана (среднее из 165 проб) — 5,64%, среднее содержание в земной коре — 5%, в толеитовых базальтах — 8,65%. В глубоководных глинах депрессии Бауэр содержание Fe повышается до 11%. Влияние эндогенного Fe обнаруживается только после пересчета его на бескарбонатный материал.

Распределение Mn (см. рис. 63, 118, *Г*) отличается от Fe тем, что даже в натуральных осадках прослеживается обогащение значительной области, включая и карбонатные осадки хребта и его склонов. Отмечается (после пересчета Mn на бескарбонатный материал) закономерное понижение его содержания по мере удаления от ВТП, прослеживающееся на удалении до 2700 *км* от оси хребта.

Устанавливается прямая корреляционная зависимость P, C, N от Fe, что позволяет считать обогащение этими компонентами связанным с сорбционным захватом и соосаждением с Fe и Mn.

Детальные исследования колонок, коренных пород, а также осадков в рифтовых зонах дают важные материалы для понимания процесса поступления рудного вещества из разломов. Рифт впадины Хесса углублен относительно окружающих с севера и юга хребтов в среднем на 2500—3000 *м*, максимальная глубина 5200 *м*, понижение в пределах изобаты 5 *км* имеет площадь 41 *км*². Исследования на полигоне показали, что склоны рифта сложены базальтоидами — оливин и пироксен-плагиоклазовыми базальтами и межпластовыми инъекциями долеритовых силлов. Уникальный разрез базальтового ложа океанической коры, в 2—3 *км* мощностью, изученный в 8 и 14-м рейсах нис «Дмитрий Менделеев», представляет собой как бы слоеный пирог — чередование базальтов и долеритов. Это доказывает, что поставка горячего базальтового материала идет не только на поверхность, но и во всю толщу слоя.

Выявлены изменения базальтов, свидетельствующие о гидротермальной деятельности: минерализация (сульфидная, цеолитовая и др.), изменение окраски, разрыхление. На нескольких станциях подняты необычные, очень плотные

Таблица 34 (*окончание*)

Y	V	Cr	Pb	Sn	Литературный источник
×10⁻⁴,%					
Современная геосинклинальная зона					
—	—	—	—	—	Зеленов, 1972
—	—	—	—	—	
—	38—99	Не обн.	—	—	Бутузова, 1968

осадки, окрашенные в яркие цвета: красные, малиновые, желтые, зеленые и синие, вплоть до черных. Окраска их быстро блекнет на воздухе, многие куски с трудом разрезаются ножом, они содержат причудливые прожилки, выполненные крупными зернами. Окрашенные полосы часто расположены косо по отношению к слоистости; независимо от окраски вся толща отложений имеет сходный состав. Значения Eh от +300—500 для красноватых и желтых разностей до +30 для голубоватых и синих; pH от 7,2 до 8,1. Содержание $C_{орг}$ от 0,05 до 0,25%, что исключает диагенетические изменения.

Верхняя часть разреза окрашена в светлые, красноватые и желтоватые тона, нижняя — в темные. Книзу отмечено максимальное уплотнение осадка, пропитывание его чешуйчатым хлоритоподобным минералом, появление в осадке тех же минералов, которые выявлены в прожилках и базальтах: цеолитов, пирита, аутигенного арагонита.

Случаи гидротермального метаморфизма описаны и на других активных хребтах, например в рифтовых долинах Аравийско-Индийского хребта (Чернышева, Мурдмаа, 1972; Батурин, 1971; Розанова, 1971). Установлено участие в гидротермах Fe, Mn, Cu, Ni, Ti. На Западно-Индийском хребте в трех полученных колонках отмечено чередование тех же пестроокрашенных необычных осадков, что и во впадине Хесса. Содержание Fe в отдельных прослоях достигает 12,8%, в других случаях заметно ниже — 5,0—6,5 (Безруков и др., 1972). Сходные явления отмечались и в рифтах Атлантического океана. Гидротермальные изменения осадков идут часто одновременно с изменениями подстилающих их пород, при этом осадки как бы фотографируют процесс поставки материала гидротермами. На основе имеющихся данных можно сказать, что активная гидротермальная деятельность в рифтах имеет место в наиболее глубоких, горячих их частях, где дно рифта раздроблено системой разломов и проницаемо для воды. По склонам гидротермальные изменения быстро затухают. В отличие от впадин Красного моря, в условиях океана ни в одном из ущелий не отмечено накопления металлоносных осадков на значительных площадях, они промываются токами воды. Главное значение имеют, однако, не рифты, а вся масса горячих базальтов, постоянно генерирующаяся на хребтах. Уже указывалось, что при высоких скоростях раздвижения дна рифты часто исчезают, заливаются лавой и вся поверхность хребта оказывается покрытой свежими, непрерывно поступающими из глубин базальтами.

Необычный металлоносный осадок с содержанием Fe до 18—19% был получен недалеко от подводного вулкана — банки Шимода,— сложенного толеитовыми базальтами. Металлоносные осадки здесь появляются в колонке с горизонта 13 *см* и прослежены непрерывно до горизонта 500 *см*. Содержание $C_{орг}$ исключает влияние диагенеза, по всей длине колонки Eh равно +570—+ 586 (Лисицын и др., 1976). Накопление рудоносного вещества отвечает времени активности вулкана. Сходные явления описаны и для расположенного вне системы срединных хребтов подводного вулкана Петелина в Тихом океане (Скорнякова и др., 1973; Горбунова, 1973а).

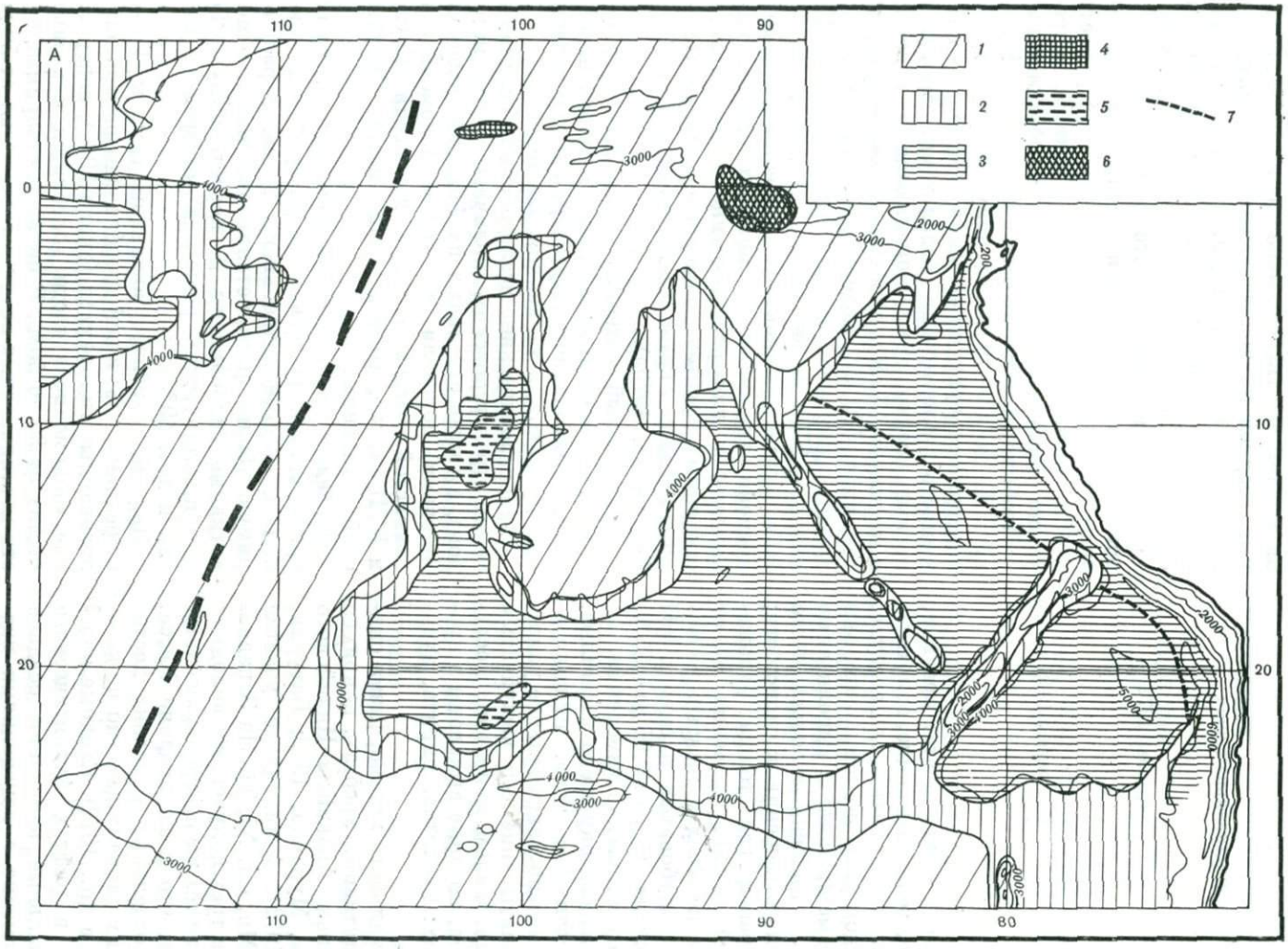
Приведенный материал показывает, что металлоносные осадки развиты не только на активных хребтах, они характерны и для подводных вулканов, а также для разломов.

Минералогические исследования осадков в целом (рентгеновским количественным методом), а также отдельных их фракций (разными методами) показали, что состав обломочной и глинистой частей осадков депрессий Бауэр и ВТП тот же, что и в других местах Перуанской котловины.

В свежих пробах Fe в осадке разделяется на три фракции: 1) легкорастворимую (включающую аморфные гидроокиси); 2) менее растворимую (более раскристаллизованные и менее активные гидроокиси); 3) нерастворимую (Fe в кристаллических решетках минералов) (Багин и др., 1975).

Первой, наиболее активной группы Fe — в среднем 6,2%; в ней преобладают раскристаллизованные гидроокиси (около 50%), содержание «обломочной» части колеблется в разных местах от 30 до 50%. В целом растворимые части металлоносных осадков составляют от 50 до 80% $Fe_{общ}$. Для Mn картина иная: на долю его растворимых форм приходится от 94 до 99%, а на долю обломочной — всего от 1 до 6%.

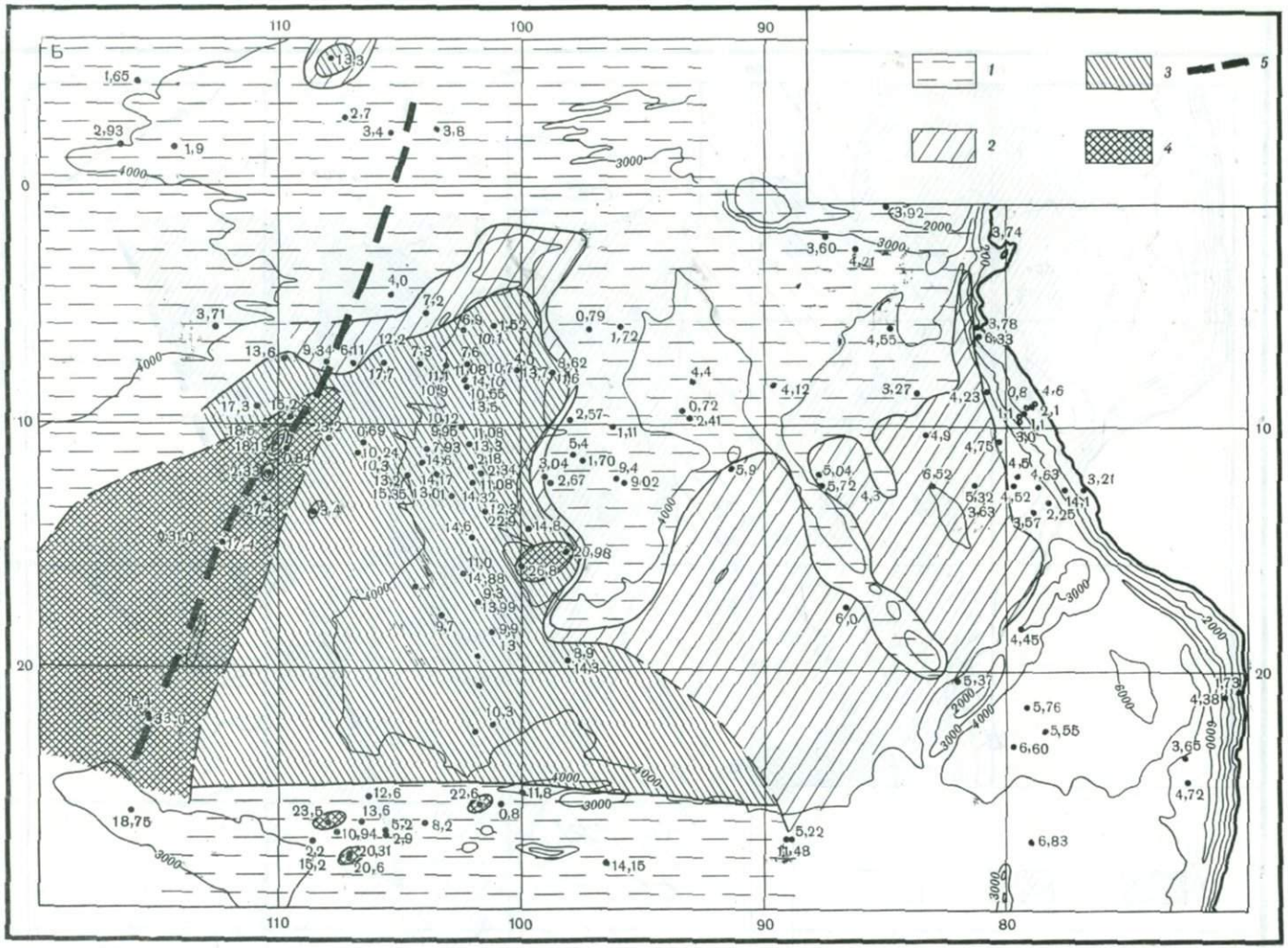
Мессбауэровская спектроскопия показала, что Fe в трехвалентном состоянии находится



Р и с. 118. Литологические и геохимические характеристики осадков депрессии Бауэр и Перуанской котловины (Лисицын и др., 1976)

А — вещественно-генетические типы осадков: *1* — известковые фораминиферовые (более 70% $CaCO_3$); *2* — мергелистые фораминиферово-кокколитовые (30—70% $CaCO_3$); 3— глинистые; полигенные (красные глубоководные глины) и терригенные илы; *4* — эдафогенные; *5* — металлоносные (железистые, более 10% Fe) глубоководные глины; *6* — известковые фораминиферовые и кораллово-ракушечные, обогащенные вулканокластическим материалом; *7* — западная граница гемипелагических глин с поверхностным восстановленным слоем. Тонкой линией даны основные изобаты. *Б* — распределение Fe в % на бескарбонатный и бескремнистый материал: *1* — от 1 до 5; *2* — от 5 до 10; *3* — от 10 до 20; *4* — более 20. Прочие обозначения: *5* — срединные хребты, точки — станции; цифры у станций — фактические значения.

В — абсолютные массы Fe в *мг/см²/1000 лет*: *1* — менее 1; *2* — от 1 до 5; *3* — более 5. *Г* — абсолютные массы Mn в *мг/см²/1000 лет*: *1* — от 0,1 до 0,5; *2* — от 0,5 до 1,0; *3* — от 1,0 до 2,0; *4* — более 2,0



Р и с. 118. (продолжение)

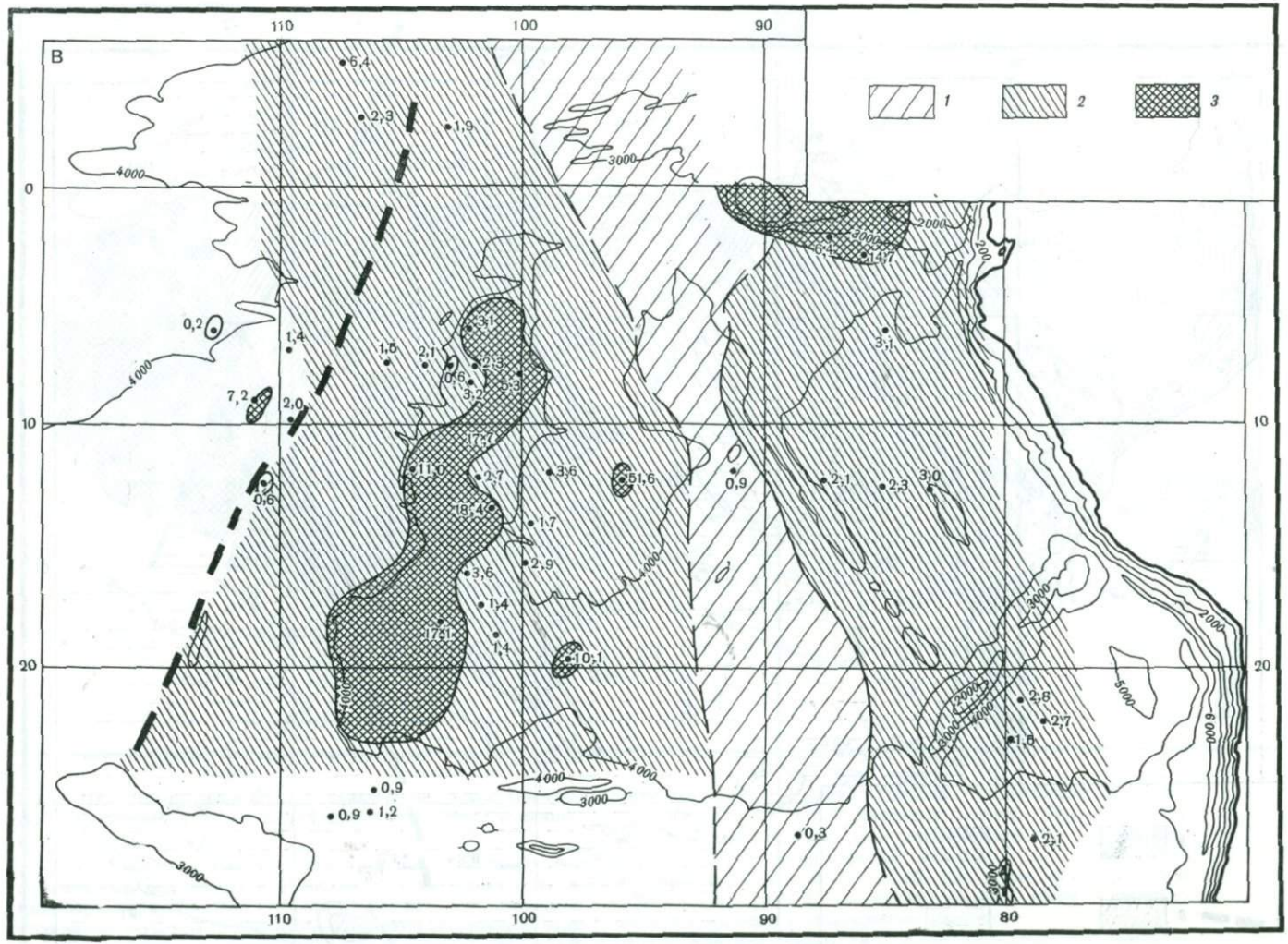
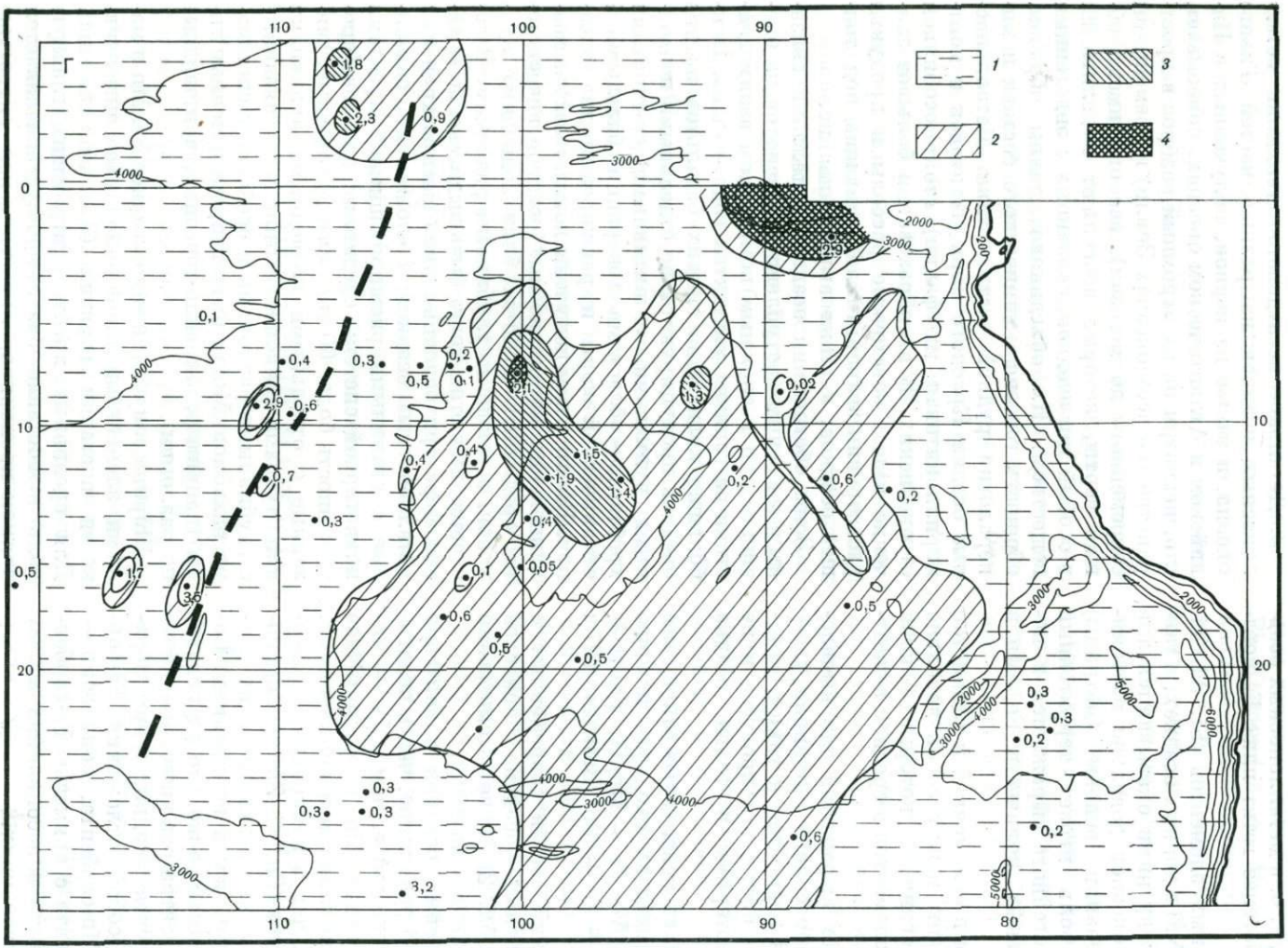


Рис. 118. (продолжение)



Р и с. 118. (окончание)

в форме частиц размером 140—300 Å. Основной минералогической формой, по данным всех видов исследований, является гетит, с незначительным вкладом (0,1%) маггемита. В нерастворимой фракции наибольшее значение имеет Fe-монтмориллонит, т. е. в металлоносных осадках существует парагенез гетит плюс Fe-монтмориллонит.

Содержания главных элементов (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Ca, Mg, K, Na) в донных осадках, а также соотношения между ними оказываются для крупных регионов океанов довольно постоянными. В формировании основы (матрицы) осадков главную роль играет терригенный материал; роль эндогенного выражается в поставке дополнительных количеств Fe, Mn и малых элементов.

Главные элементы в обломочной и глинистой частях осадка связаны между собой довольно постоянными отношениями, которые близки к отношениям этих элементов в среднем веществе литосферы.

Вместо процентных выражений для выявления поступления эндогенного материала удобно брать отношения элементов к таким, которые не участвуют в биогенном процессе и не мигрируют в гидротермах в толще осадка (Al, Ti и др.).

В некоторых случаях используют отношения групп элементов, имеющих сходную историю в океане: Fe + Mn/Al; Fe + Mn/Ti; Fe/Al + + Fe + Mn; Mn/Al + Fe + Mn (Bostrom, 1973; Страхов, 1974а,б).

Средний химический состав современных и древних металлоносных осадков приведен в табл. 33 (ср. с табл. 2). Из ее рассмотрения следует несколько важных выводов.

1. Для металлоносных осадков характерно содержание Fe в 2—3 раза выше, чем в пелагических глинах, и даже выше, чем в Fe — Mn-конкрециях. Содержание Mn промежуточное между пелагическими глинами и конкрециями, но в 4—5 раз ниже, чем в конкрециях. Содержание малых элементов (Cu, Ni, Zn) пропорционально Fe, т. е. выше, чем в пелагических глинах, но заметно ниже, чем в конкрециях. Содержание Co практически то же, что и в пелагических глинах, и в десятки раз ниже, чем в конкрециях. Металлоносные осадки, таким образом, представляют собой отложения Fe-сорбента с примесью Mn-сорбента, конкреции — в основном Mn-сорбента с примесью Fe-сорбента [1]. Отсюда и разница в ассоциациях малых элементов, их концентрациях.

2. Отношения главных элементов оказываются довольно постоянными в пространстве и времени: отношение Si/Al находится в пределах от 3 до 6; Fe/Mn — от 3 до 4 (для пелагических глин 10 и более). Невелик разброс значений отношений Fe/Al; Mn/Al; Ca/Fe; Ni/Fe; C/N и др.

3. Детальное исследование геохимии металлоносных осадков из разных частей Тихого океана, а также из кернов, полученных в Индийском и Атлантическом океанах, показывает, что, несмотря на их огромный разброс в пространстве (во всех океанах Земли) и времени (от современного до мезозоя), все они имеют общие черты, которые позволяют выделить их в особый тип осадков, связанных с эндогенным веществом. Их объединяют, таким образом, общность генезиса, химического состава и минералогии рудной части осадка. Металлоносные осадки Красного моря (гетитовая и монтмориллонитовая их фации) стоят особняком от океанских. В их образовании большое значение имеют остаточные рассолы и продукты растворения эвапоритов, залегающих под толщей осадков, а также выщелачивание.

Зоны обогащения осадков металлами связаны с массовым поступлением базальтов на океанское дно и сложным комплексом взаимодействия на горячих контактах вода — лава. Наибольшие количества свежих базальтов на дне океанов продуцируются не отдельными подводными вулканами, а активными срединными хребтами — областями генерации базальтовой океанической коры и расширения дна океанов. Вместе с тем получены доказательства возникновения металлоносных осадков вне системы срединных хребтов, близ подводных вулканов, а также по глубинным разломам. В соответствии с этим могут быть выделены по крайней мере три основных типа распространения металлоносных осадков: 1) полосовые, связанные с активными расширяющимися хребтами планетарной системы срединных хребтов (протяженность более 60 тыс. *км*); 2) точечные, связанные с отдельными подводными вулканами или группами вулканов; 3) линейные, связанные с глубинными разломами и особенно с системами разломов. Могут быть и промежуточные типы (например, линейно-точечные, четковидные по разломам).

Ширина зон обогащения осадков Fe, Mn и малыми элементами пропорциональна интенсивности поставки горячих базальтов на дно. Для срединных хребтов, играющих главную роль в поставке базальтов, устанавливается прямая пропорциональность между скоростью расширения дна (и генерации базальтов ложа) и шириной зоны металлоносных осадков (см. рис. 117, *Д*). Максимальная ширина зоны обогащения только с одной стороны Восточно-Тихоокеанского поднятия составляет 2700 *км*.

[1] Здесь и далее имеется в виду не только собственно сорбция, но и соосаждение с оксигидратными Fe-Mn-коллекторами.

Процесс поставки рудного вещества на дно океанов не является непрерывным. Даже по простиранию активного хребта (ВТП) имеют место перерывы в поступлении эндогенного вещества (от 5° ю. ш. до 5° с. ш. и далее на север, почти до Калифорнии), связанные с замедлением расширения отдельных блоков океанских плит или даже с приостановками этого процесса. Такие перерывы отмечаются и во времени, при изучении кернов бурения и длинных колонок.

Для металлоносных осадков из разных частей ВТП, удаленных на тысячи километров, для активных хребтов из разных океанов, а также для осадков отдельных вулканов и зон разломов характерно большое сходство химического состава и минералогии рудного вещества. Рудное вещество повсюду представлено гетитом в виде очень тонких глобул, частично раскристаллизованных. Близость его химического состава указывает на постоянство состава исходного вещества (базальтов океанского дна) и процесса перевода элементов из базальтов в воду, а также постоянство состава придонных вод океанов. Если бы основным источником рудного вещества были эксгаляции и гидротермы, как для вулканов суши, то состав металлоносных осадков характеризовался бы большой пестротой, чего не отмечается. Поэтому, не отрицая участия эксгаляции и гидротерм, главную роль в поставке элементов в воду мы отводим горячему контакту вода — базальт. Наибольшее значение имеет поставка из горячих базальтов Fe и Mn, которые образуют в окислительных условиях придонного слоя вод оксигидраты и при соосаждении захватывают из воды значительное количество малых элементов. Дальнейший захват элементов оксигидратами имеет место и после соосаждения и связан с сорбцией. Поэтому повышенные содержания малых элементов в металлоносных осадках не обязательно указывают на их поступление с эндогенным веществом; чаще они возникают в результате соосаждения и сорбции из океанской воды. О том, что это так, можно утверждать как на основании изучения изотопного состава, например, Sr, U, а возможно, и Pb (Dymond a. o., 1973), так и на основании анализа корреляционных связей между элементами в металлоносных осадках, близких к их связям в океанской воде (РЗЭ, Co и Ni и др.). Соосаждаются и сорбируются не только катионы, но и анионы таких элементов, как P, C, N (Лисицын и др., 1976).

Определение общего вклада эндогенного вещества в сопоставлении с экзогенным (принесенным с суши), выполненное методом абсолютных масс, показывает, что вклад эндогенного материала в баланс осадочного материала океанов колеблется от 2 до 10%, т. е. его роль невелика для седиментации в океане в целом, но иногда этот материал на больших площадях дна может быть главным.

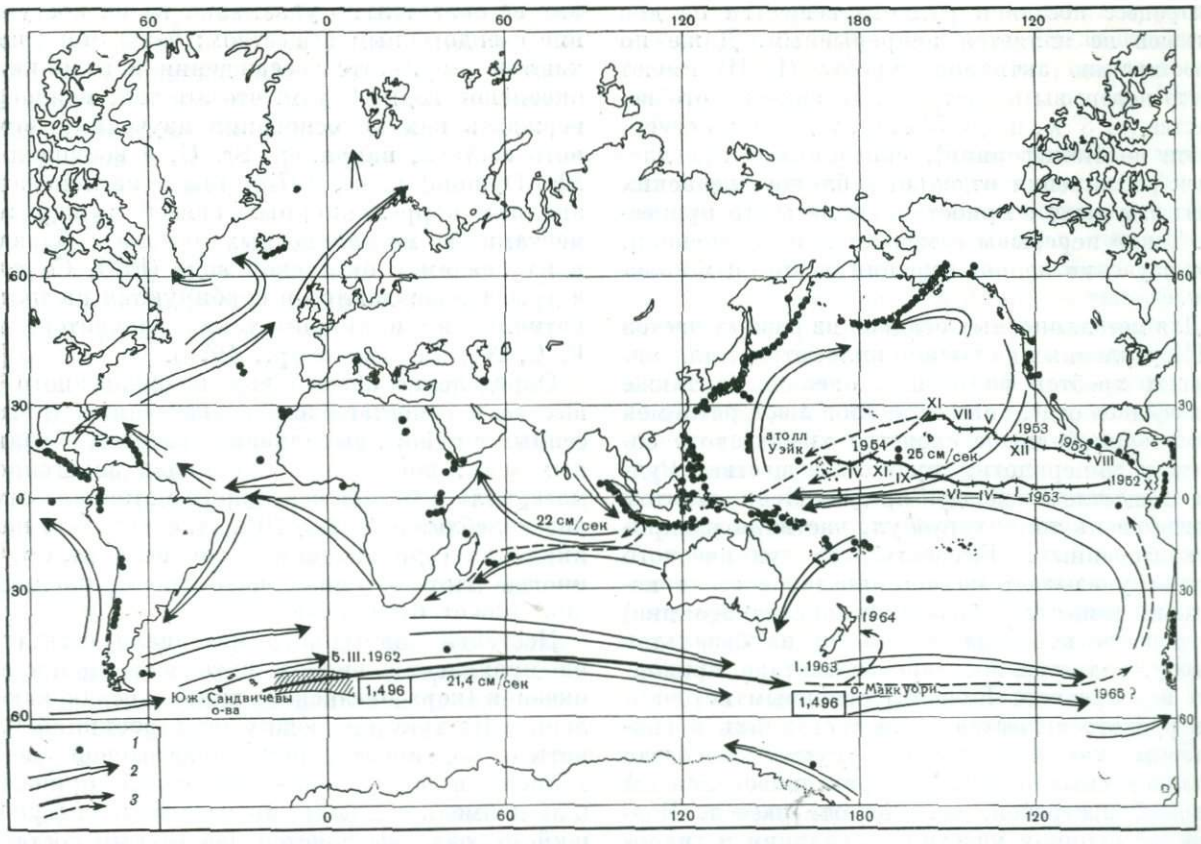
Поставка эндогенного материала есть одно из проявлений вклада питающей провинции океанов (кора океанского типа) в осадконакопление. Из трех питающих мегапровинций планеты — континентальной, андезитовой (переходной) и океанской — последней принадлежит наименьшая роль, но материал, поступающий отсюда, выделяется необычным составом (Страхов, 1974 а, б, в; Лисицын и др., 1976).

Выявленные бурением и при изучении колонок области поступления эндогенного вещества относятся к ореолам рассеяния. Возможно обнаружение, при дальнейших детальных исследованиях, также и более концентрированных рудных залежей. В особенности вероятны они в местах пересечения систем разломов, погребенных осадками и отличающихся современной активностью, а также в районах срединных хребтов.

ПЕМЗОВЫЙ МАТЕРИАЛ В ДОННЫХ ОСАДКАХ

Пемза образуется при извержениях, богатых парами и газами, которые, расширяясь, вспенивают вязкую, обычно кислую лаву. Пористость пемзы достигает 80%, а иногда и более, объемный вес 0,4—0,9, твердость около 6. Цвет чаще всего белый или кремовый, а также серый, желтый и черный. Малый объемный вес в сочетании с твердостью пемзы обеспечивает возможность ее переноса по поверхности океана на очень большие расстояния. Стекловатая масса пемзы очень стойка в морской воде, а многочисленные перегородки обеспечивают непотопляемость обломков даже при их частичном разрушении истиранием.

Пемза, захваченная течениями, переносится на огромные расстояния, нередко пересекая океан. Давно прослежено движение пемзовых полей на расстояния больше 2 тыс. км (Неймайр, 1902). Так, пемзы от извержений вулканов Японии нередко встречаются на берегах Гавайских островов (Ритман, 1964). Пемза, образовавшаяся при взрыве Кракатау 26—27 августа 1883 г. (рис. 119), неоднократно наблюдалась в открытых частях Индийского океана. Она пересекла океан и достигла юго-восточного побережья Африки (район г. Дурбана) 27—28 сентября 1884 г., т. е. год спустя после извержения. Средняя скорость дрейфа пемзо-



Р и с. 119. Места возникновения и пути миграции пемзы в Мировом океане

1 — важнейшие вулканы (пемза образуется при извержениях вулканов геосинклинальных зон); *2* — направления поверхностных течений; *3* — пути миграции пемзы по наблюдениям с кораблей, самолетов, спутников Земли. Цифры — скорость миграции в *см/сек*, в рамках — показатели преломления стекол из пемзы. Даты наблюдений крупнейших пемзовых полей показаны на рисунке

вого поля на расстоянии 8500 *км* составила 22 *см/сек* (Richards, 1958). Около 3 млн. $м^3$ пемзы было выброшено во время извержения вулкана на о. Сан-Бенедикто, близ Калифорнии, в 1956 г. Скопления серы, трахитовой пемзы ($n = 1{,}502$—$1{,}505$) достигли Гавайских островов, о. Уэйк, Маршалловых островов и о-вов Палау, т. е. проделали путь в 8—12 тыс. *км* по прямой!

Скорость переноса пемзы колеблется от 10 до 33, при среднем значении около 23 *см/сек* (Richards, 1963; Richards, Dietz, 1956).

14 марта 1962 г. при подходе к Южным Сандвичевым островам (южная гумидная зона) судно «Протектор» обнаружило поле плавающей пемзы (Gass a. o., 1963). Общая площадь поля составляла, в пределах видимости, приблизительно 5000 $км^2$. Данные о химическом составе этой пемзы, а также других пемз Южного океана приведены в табл. 35.

Таблица 35

Химический состав пемзы из южных частей Атлантического и Индийского океанов

Окислы	Южные Сандвичевы острова	О. Буве	Индийский океан			
			станции Антарктической экспедиции*			
			ст. 247	ст. 248	ст. 123	ст. 135
SiO_2	73,04	65,59	61,76	64,86	62,88	64,42
TiO_2	0,3	—	0,85	0,84	0,34	0,72
Al_2O_3	13,61	17,24	13,92	13,61	16,49	15,68
Fe_2O_3	0,69	4,02	10,53	2,47	2,31	1,57
FeO	2,13	—	Не опр.	5,57	3,07	1,38
MnO	0,08	—	0,16	0,16	0,14	0,11
MgO	0,50	0,22	2,09	1,50	0,22	1,15
CaO	3,25	1,13	6,46	3,96	1,68	3,76
Na_2O	4,66	—	0,54	3,52	7,05	4,87
K_2O	0,67	—	3,37	1,06	4,21	1,79
H_2O^+	1,04	—	—	1,06	—	—
H_2O^-	0,04	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,12	—	—	0,13	—	—

* Анализ выполнен в аналитической лаборатории Институт океанологии АН СССР под руководством О. И. Зеленской

В конце января 1963 г. крупные куски пемзы ($n = 1{,}496$) аналогичного состава были собраны новозеландским кораблем далеко от места извержения — у берегов о. Маккуори, а осенью и зимой 1964 г. пемза найдена на многих участках побережья Новой Зеландии, в таких местах, где появление пемзы ранее никогда не отмечалось (Coombs, Landis, 1966). Средняя скорость ее переноса за 850 суток — 15 *км/сутки*.

Дрейфующая пемза Кораллового моря, образовавшаяся на островах Кермадек, собрана на берегах архипелага Тонга в 1969 г., а также на Большом Барьерном рифе, у восточных берегов Австралии и на западных островах Фиджи (в 1964—1965 гг.). Для этой пемзы характерен бимодальный состав — одновременно встречаются обломки светлой пемзы с показателем преломления стекла 1,507 и темной, почти черной с показателем преломления 1,530 (Brian, 1971).

Очень интересно обнаружение одновозрастных прослоев вулканического материала в серии колонок из южной части Тихого океана, расположенных на трассе движения пемзы в полосе западных ветров (см. рис. 110,*Е*). Первая из колонок получена близ о. Баллени, который является источником вулканогенного материала. Абсолютные массы вулканогенного материала здесь от 7 до 150 $С \cdot 10^{-3}$. Вторая колонка получена на расстоянии около 3700 *км* к западу от первой по течению Западных ветров. Здесь были прослежены одновозрастные прослои, абсолютные массы вулканического материала 0,1—20 $С \cdot 10^{-3}$. Т. Хуанг и др. (Huang a. o., 1973) считают, что имел место перенос пеплового материала через атмосферу на расстояние более 3 тыс. *км*. Это маловероятно прежде всего по климатическим условиям, а также и потому, что гранулометрический состав вулканического материала на этом расстоянии почти не менялся: абсолютные массы частиц размером 36—88 *мкм* в обеих колонках оказываются близкими. Эти размеры частиц слишком велики для дальнего эолового переноса. Мне представляется, что в этих колонках зафиксирована история пемзового переноса течением Западных ветров для последних 2,5 млн. лет. Пемза скапливается не только на поверхности океана, ее частицы задерживаются также близ слоя скачка плотности (жидкое дно). Из этого слоя мелкие куски и зерна пемзы часто захватываются планктонными сетями.

Для количественной оценки вклада пемзы в распространение вулканического материала имеются пока лишь первые подсчеты объема полей дрейфующей пемзы: около 0,6 $км^3$ — для извержения Южных Сандвичевых островов (1962 г.), около 0,2 $км^3$ — для извержения Сан-Бенедикто (1952 г.) и около 3,8 $км^3$ — для извержения Кракатау (1883 г.). Эти цифры вместе с данными о широком распространении пемзы на берегах океанских островов, а также в донных осадках (даже в удаленных частях океанов) указывают на большое значение пемзового вулканизма для осадкообразования в центральных частях океана. Дальность переноса пемзы очень велика, она намного больше дальности обычного тропосферного и локального переноса пирокластики и уступает только стратосферному переносу. Пути переноса соответствуют поверхностным течениям.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОКЕАНСКИХ ОСАДКОВ

Влияние вулканизма на химический состав океанских осадков представляет большой интерес, поскольку многие авторы считают вулканизм «главным первоисточником вещества горных пород земной коры», чем и определяется его особая, исключительная роль в процессах литогенеза (Дзоценидзе, Мархинин, 1974, стр. 4). Оставляя в стороне вопрос о происхождении осадочных пород за счет магматических, рассмотрим, в каких масштабах и как именно влияет современный и древний вулканизм на минеральный и химический состав осадков океанов. Этим вопросам посвящено множество работ, и оценки роли вулканизма в них меняются в очень широких пределах — от определяющей до незначительной.

Для решения вопроса о влиянии пирокластики на геохимию донных осадков важное значение имеет то, что основной частью пирокластики являются вулканические стекла, а также пепловые частицы, которые по составу соответствуют лавам вулканов. Это как бы распыленный лавовый материал. Поэтому геохимические особенности мегапровинций Земли находят свое отражение не только в составе пород, но и в составе рыхлых продуктов вулканизма (см. главу I). Как мы говорили, мегапровинция современных геосинклиналей характеризуется поставкой в моря и краевые части океанов вулканических стекол и пемзы риолитового и дацитового состава (см. табл. 2). Вулканы океанской платформы поставляют пеплы и вулканические стекла базальтового состава.

Зная средний состав океанских осадков (в пе-

Таблица 36

Влияние пирокластики разного состава на геохимию океанских осадков

Окислы, элементы	Средний состав пород, лав и пирокластики (см. табл. 2)			Средний состав пелагических осадков (бескарбонатный бескремнистый материал, верхний слой)	Отношение пирокластика — осадок		
	гранит	андезит	толеитовый базальт		риолит—осадок	андезит—осадок	базальт—осадок
SiO_2	72,60	59,5	50,18	63,86	1,13	0,93	0,79
Al_2O_3	13,90	17,2	16,18	15,34	0,91	1,12	1,10
TiO_2	0,29	0,70	1,47	0,87	0,33	0,80	1,69
Fe_2O_3	2,63	6,78	9,57	8,22	0,32	0,82	1,16
MnO	0,05	0,15	0,18	0,56	0,09	0,27	0,32
CaO	1,55	7,03	11,43	—	—		—
MgO	0,55	3,42	7,71	3,58	0,15	0,95	2,00
K_2O	4,20	1,60	0,22	2,43	1,73	0,66	0,07
N_2O	3,60	3,68	2,79	3,72	0,95	0,99	0,73
Zr	180	110	95	151	1,19	0,73	0,63
Ga	20	16	22	18	1,11	0,89	0,94
Th	17	2,2	0,18	12	—	—	—
Nb	—	4,3	—	—	—	—	—
Cr	10	56	297	94	0,11	0,60	3,16
V	40	175	292	92	0,43	1,90	3,17
Y	40	21	43	61	0,66	0,34	0,72
TR+Y	224	89	112	—	—	—	—
Co	2	24	32	31	0,06	0,77	1,03
Ni	4	18	97	82	0,05	0,22	1,22
Cu	10	54	77	360	—	—	—
Sr	285	385	130	1149	—	—	—
U	4,8	0,69	0,20	3,3	—	—	—
Li	30	10	10	44	—	—	—
Rb	145	31	10	6,7	—	—	—
Cs	5	1,3	—	6,4	—	—	—

ресчете на минеральную часть, т. е. бескарбонатных и бескремнистых), а также основных пород мегапровинций, можно определить, в каком направлении добавка пеплового материала меняет химический состав образующегося осадка (табл. 3). Из табл. 2, 35, 36 и карт (см. рис. 1, 110) следует, что в области влияния андезитового вулканизма краевой зоны океанов имеют место изменения андезитового и риолитового типа, наложенные на обычный осадочный фон риолитовой или андезитовой матрицами. В центральных частях океанов, близ надводных вулканов, показаны изменения другого, базальтового типа (наложение базальтовой матрицы). Зоны влияния продуктов вулканизма, выделенные на картах, позволяют пространственно оценить эти изменения, а такие элементы, как Ti, Al, Mg, Cr, V, Zr (см. главу II), могут быть использованы в качестве элементов-свидетелей для количественной оценки вклада вулканогенного материала. Показательны также Mg, K. Приемы подсчета те же, что и при использовании терригенной матрицы и элементов-свидетелей (отношения элемент — алюминий или элемент — титан, парные и множественные корреляции). Из табл. 35, 36 следует, что поступление вулканического материала разного состава приводит к обогащению осадков одними элементами и обеднению (разубоживанию) другими.

При поступлении базальтовых пеплов океанских платформ происходит обогащение донных осадков такими элементами, как Mg, Ti, Fe, Al, Cr, V, и обеднение Mn, Si, V, Ni, Co, Mo.

Андезитовый геосинклинальный вулканизм вызывает в целом значительно меньшие изменения в составе осадков, поскольку этот материал ближе всего к «средней магматической породе» (см. табл. 2) и к среднему осадку. Происходит незначительное обогащение Al, Mg, V, обеднение Mn, Ti, Ni, Y, Ga, для большинства элементов концентрации не меняются. Поступление кислых (риолитовых) стекол и пемзового материала отмечается повышением содержания Si, K, Zr, Ga, Th, U, Li, Rb. В большинстве случаев кислые стекла лишь снижают обычные кон-

центрации элементов (особенно Mn, Mg, Ti, Co, Ni, Cr, V). Это общее решение может быть конкретизировано сравнением не средних величин, а данных для вулканического материала и осадков конкретных регионов.

Влияние надводного базальтового вулканизма на осадконакопление было детально изучено в районе Гавайских островов (Лисицына и др., 1975). Оно проявляется в увеличении содержания песчано-алевритовой фракции по мере приближения к островам, в изменении минерального состава осадков (примесь и прослои пеплов из вулканического стекла с n = = 1,585—1,600 и пироксенов), а также в особенностях их геохимии.

Для химического состава осадков типично увеличение содержания по сравнению с содержанием в глубоководных глинах прилегающих районов (в 1,5—2,5 раза) большой группы элементов: Ti, Fe, Cr, V. Особенно резко (в 2,5 раза) увеличивается содержание титана. Содержание Mn, Ni, Co, Mo, наоборот, заметно снижается, составляя 0,3—0,6 от нормального для пелагических глин. Зона влияния пирокластики — 300—400 *км* от островов, продуктов размыва (вулкано-терригенный материал) — до 700—800 *км*.

Область обогащения осадков пирокластикой близ Галапагосских островов вытянута в направлении господствующих ветров и представляет собой эллипс с длинной осью около 660 *км*, короткой — 450 *км*. Наиболее распространенным минералом является бурое вулканическое стекло с показателем преломления 1,596—1,602. Как и в других районах наземного вулканизма океанского типа, близ островов увеличивается содержание Fe и Ti, а также Mg, Cr, V. Поскольку острова находятся в аридной зоне и на них нет ни одной реки, поступление продуктов размыва вулканических сооружений здесь незначительно (в отличие от Гавайских и Маркизских островов, где развиты латеритные коры выветривания).

Состав базальтов Исландии и о. Ян-Майен (в северной части Атлантического океана) сходен с составом лав Гавайских островов. В грубозернистых осадках шельфов и склонов этих островов преобладают непрозрачные пепловые частицы, стекло, пироксены, рудные минералы. Характерны увеличение содержания Fe (до 10—11%), Ti, Cr, V по мере приближения к островам и одновременное снижение содержания элементов группы Mn (Co, Ni). Содержание Al, как и в Тихом океане, практически не меняется. Сходные зависимости обнаруживаются и в осадках близ Канарских и Азорских островов, а также островов Зеленого Мыса.

Влияние вулканизма здесь сказывается прежде всего на гранулометрическом и минеральном составе осадков. Для гранулометрии типично увеличение содержания алевритовой (пепловой) фракции, а ближе к берегу и песчаной. Для минерального состава типично содержание большого количества непрозрачных пепловых частиц и вулканического стекла, преимущественно бурого и зеленоватого (n = 1,605 — — 1,611), в значительно меньших количествах — зеленого и бесцветного. Характерно также высокое содержание пироксенов (авгит) и очень низкое — роговой обманки. Наложение свежей пирокластики и продуктов размыва вулканических сооружений на нормальный для зоны терригенный и биогенный фон приводит к геохимическим последствиям, сходным с последствиями для района Гавайских островов. Здесь увеличивается содержание Fe и Ti около островов, заметно снижается содержание Mn, в 1,5—2 раза повышается содержание ряда малых элементов группы Fe. Значения железо-марганцевого модуля низкие, что свидетельствует об отсутствии условий для образования металлоносных осадков.

Влияние вулканогенного материала для разных компонентов осадков прослеживается с разной четкостью и на разных расстояниях, но преобладающим оно бывает на удалении 100—300 *км* от крупных островов-вулканов, заметным — на удалении до 500—600 *км*. В зависимости от климатической зональности, а также от вулканической активности соотношение между пирокластикой и вулкано-терригенным материалом меняется.

В условиях влажного субтропического или тропического климата (Гавайские острова) преобладает поступление продуктов химического выветривания, латеритных кор. В аридных условиях (Галапагосские острова, острова Зеленого Мыса), а также в ледовых зонах, безусловно, господствуют пирокластика и продукты физического выветривания. Таким образом, закономерности подготовки вулкано-терригенного материала те же, что и терригенного, но исходная порода здесь оказывается одинаковой во всех океанах и во всех климатических зонах. Влияние подводного вулканизма на минеральный и химический состав осадков коренным образом отлично от надводного. Если для надводного вулканизма главными являются твердые продукты (лавы и пирокластика), то для подводного вулканизма наибольшее значение имеют спокойные излияния базальтовых горячих лав и образование значительного количества растворенных веществ на контакте горячая лава — вода.

Подводные базальтовые излияния, как и надводные океанского типа, очень спокойные, лава образует теплозащитный слой, стекловатую

корку, которая трескается, причем осколки корки закаливания (стекла) рассеиваются в осадках. Устанавливаются по крайней мере два типа лавовых образований: 1) преобладающие шаровые лавы (пиллоу-лавы), являющиеся главным типом лав ложа океанов; 2) тонкие (от 1 до 5 *см*) лавовые плитки — образования, сходные с черепичной крышей или сгруженные беспорядочно (Мурдмаа и др., 1968). Нижняя часть плиток имеет затеки и выступы, отвечающие поверхности осадка, верхняя — гладкая. Главные области поступления толеитовых базальтов, безусловно, срединные хребты, с которыми связаны металлоносные осадки. В тех же зонах срединных хребтов распространены и вулканические стекла (растрескивание стекловатых корок), а также оливин (см. рис. 110).

Для обломочных отложений подводного вулканизма океанского типа характерны:

1) связь с источниками, расположенными обычно не более чем в нескольких километрах от мест накопления вулканокластического материала. Дальность их распространения, таким образом, ничтожна;

2) особый облик оскольчатых стекол, который связан с их образованием за счет растрескивания корок, пузырчатые и пемзовидные стекла не встречаются;

3) особый минеральный комплекс — стекло, обычно буроватое или зеленоватое, базальтовое. В парагенезе со стеклом — оливин, в подчиненных количествах — пироксены; почти нет непрозрачных пепловых частиц, зерен в стекловатых рубашках, типичных для наземной пирокластики;

4) при подводных излияниях образуются также гидратированные стекла — палагониты. Это стекловатые изотропные, обычно желтоватые или красноватые зерна, $n = 1{,}570$—$1{,}755$. Иногда они образуют скопления и пласты, нередко встречаются в рассеянном виде в осадках (палагонитовые глины).

Все сказанное заставляет прийти к выводу, что былые представления о широком распространении мощных выбросов базальтовой пирокластики на дне океанов (Bonatti, 1967) должны быть оставлены.

Выше отмечались основные минералого-геохимические последствия контакта горячие лавы — океанская вода в области активных хребтов, разломов, подводных вулканов. Происходит обогащение донных осадков многими элементами, возникают новые минералы (главным образом гидроокислы Fe и Mn, микроконкреции, барит и др.), новые типы осадочных образований — металлоносные осадки. Среди элементов, поступающих из базальтовых лав, преобладают Fe и Mn, в заметных количествах мигрируют и многие малые элементы. Часть элементов накапливается близ очагов поступления (чаще всего при соосаждении с гидроокислами Fe и Mn), другая часть (например, Ca, Si) растворяется в воде и реализуется в районах с благоприятными условиями, нередко на огромном удалении от вулканического источника.

Оценивая минералого-геохимические последствия надводного и подводного вулканизма, следует отметить весьма существенное их влияние на формирование океанских осадков. Оно является определяющим в геосинклинальных водоемах, а также близ активных хребтов.

* * *

Вклад вулканогенного материала в океанскую седиментацию определяется общим количеством его продуктов — около 3 млрд. *т* в год, а также особенностями его минерального и химического состава. Процесс поставки эндогенного материала в океанские отложения более разнообразен и сложен, чем это обычно считают.

Мегапровинция геосинклиналей поставляет в океаны подавляющее количество (более 90% от общего для океанов) пирокластического материала. В современных геосинклинальных морях это главный вид осадочного материала, однако существенное его влияние прослеживается и на значительном удалении от геосинклинальных областей и пояса кайнозойского вулканизма по периферии океанов. Здесь встречаются как сплошные прослои пеплового материала, образующие пояс шириной до 1500 *км*, так и области, обогащенные рассеянным пепловым материалом (до 2200 *км* и более). Главная роль эксплозивного геосинклинального вулканизма, таким образом, отводится поставке больших масс обломочного материала особого минерального и химического состава. С деятельностью этого вида вулканизма связано обогащение океанских осадков кислыми вулканическими стеклами, пироксенами, рядом химических элементов.

Закономерности подготовки, транспортировки и отложения пирокластики геосинклинальных зон определяются не только их тектоническим контролем, т. е. эндогенными факторами, но и влиянием климата. Оно сходно с влиянием климата на перенос тропосферного и стратосферного аэрозоля. В гумидных зонах большое значение приобретает вымывание пеплов, что ограничивает дальность их распространения и приводит к неравномерности мощностей прослоев (в связи с особенностями вымывания частиц из пепловых туч). В аридных зонах сильные и постоянные пассатные ветры сочетаются с высокой сухостью воздуха, что при прочих равных условиях приводит к переносу пеплов

на максимальные расстояния. Генеральные пути тропосферного переноса пеплов в умеренных гумидных зонах проходят с запада на восток, генеральные пути переноса в аридных зонах — в соответствии с пассатными ветрами, т. е. с востока на запад, с отклонением в сторону экватора. При самых мощных эксплозиях значительная часть материала (до $^1/_3$) попадает в стратосферный резервуар и осаждается только в зонах конвергенций, т. е. приблизительно по 30° с. ш. и 30° ю. ш., а также в районе полюсов. Этот материал, как и стратосферный аэрозоль, исключительно пелитоморфный (мельче 1 *мкм*) и состоит в основном из кислых вулканических стекол.

Влияние климатической зональности проявляется для вулканогенного геосинклинального материала в обогащении прежде всего осадков аридных зон, где сочетаются условия дальнего переноса тропосферного материала с концентрацией всего пеплового материала, поступившего в стратосферу. По сравнению с поставкой обломочного материала, поступление растворенных продуктов в геосинклинальных областях имеет лишь местное значение (острова Санторин, Липари, Волкано, Новая Британия, вулкан Бану-Ваху и др.).

Для вулканизма океанского типа главное значение имеет поступление растворенных продуктов вулканизма, возникающих на контакте горячие базальты — океанская вода. Эти зоны контактов постоянно действующие, они не связаны с отдельными извержениями, а определяются процессом генерации океанической коры в активных срединных хребтах. Ежегодное поступление горячего базальтового материала в пелагические области океанов в несколько раз превышает твердый сток с суши; все жидкие и газообразные продукты базальтов переходят в воду. Начальная температура базальтов около 1000 °С, конечная — около 0 °С. В областях генерации базальтов в океанах возникают минералого-геохимические аномалии, связанные с поступлением эндогенного вещества необычного состава. В соответствии с характером источников удается выделить площадные, линейные и точечные аномалии. Безусловно, по масштабам главенствующее значение имеют площадные аномалии активных хребтов. Возникающие здесь металлоносные осадки — оксигидраты Fe и Mn, которыми в процессе соосаждения и сорбции захватывается из воды и из эндогенного материала значительное количество малых элементов. По сравнению с поставкой растворов роль обломочного (пеплового) материала океанского (базальтового) вулканизма незначительна: прослои редки, влияние рассеянной пирокластики океанских островов прослеживается на удалении до 400 *км*. Большое значение имеют и продукты выветривания вулканических сооружений — вулкано-терригенный материал. Его подготовка и поставка соответствуют терригенному материалу — в наибольших количествах с каждого квадратного километра вулканических сооружений он поставляется в экваториальных зонах.

Вулканогенный материал геосинклинального и океанского типа широко распространен в кернах океанского бурения (Initial Reports..., 1969—1976). Лишь в редких случаях, в непосредственной близости от вулканов, этот материал главенствует (например, ст. 60 глубоководного бурения близ о. Гуам), чаще же, как и в поверхностном слое, он встречается в виде прослоев и примеси.

Подсчеты частоты и мощности пепловых прослоев в кернах бурения дают возможность судить об эволюции вулканизма, а также об истории геосинклинальных областей. В целом отмечается довольно большое постоянство масштабов вулканизма в мезозое и раннем кайнозое и значительный рост в плиоцене и четвертичное время (Kennett, Thunell, 1975). Эти первые подсчеты могут измениться в дальнейшем в связи с учетом динамики плит. Итак, роль вулканизма в океанской седиментации оказывается различной в геосинклинальных и платформенных областях, существенно различен также твердый и жидкий материал, поставляемый вулканами в осадки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Процесс седиментации в океане, как было показано в разных разделах этой книги, весьма сложен. Наша задача заключалась в том, чтобы из большого числа факторов, влияющих на осадконакопление, выделить главные, которыми и определяются состав и свойства осадочных образований на дне. Выявление таких факторов позволило провести выделение типов седиментогенеза в океанах и морях и соответствующих им зон. Основной вывод монографии — установление четких и закономерных связей океанской седиментации с климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностями.

Существенное значение для осадкообразования имеет тектоника. Особенностью тектонической истории и режима определяется то, что *вся поверхность планеты по составу исходного* материала (коры) может быть разделена на три крупнейшие питающие мегапровинции: континентов, переходных зон (геосинклиналей) и океанов. Для каждой из них типичен особый набор исходных для выветривания горных пород (см. табл. 2), специфичны подготовка, транспортировка и отложение осадочного материала. Породы континентальной мегапровинции, которые характеризуются высоким содержанием кремнезема, а также калия и ряда других элементов и соответствующих им минералов, подготавливаются выветриванием, а перенос материала физического и химического выветривания осуществляется в зависимости от зональности — льдами, реками или ветром.

Для переходной мегапровинции характерны как исходный состав пород (преобладание андезитов), так и своеобразные процессы подготовки материала (*эксплозии*). Материал этой провинции поставляется в осадки главным образом в виде пеплов андезит-риолитового состава, а также в виде продуктов выветривания андезитовых вулканов.

Мегапровинция океанов — царство базальтов и в меньшей степени ультраосновных пород. Раньше эта питающая провинция вообще не учитывалась литологами, океаны рассматривались лишь как конечные водоемы стока. Подготовка осадочного материала выветриванием, определяющая его судьбы на континентах, в субаквальной среде играет небольшую роль. Главное значение имеет генерация на дне океанов горячих базальтов, вступающих в контакт с придонной водой. Этот процесс идет в активных срединных хребтах, где начинается формирование океанической коры, и имеет глобальные масштабы. Важную роль играют субаэральные выветривание базальтовых островов-вулканов океанской платформы, а также поступление базальтовой пирокластики, возникновение своеобразных эдафогенных осадков в местах обнажений коренных пород ложа.

Можно видеть, что для каждой из мегапровинций характерна своя обстановка седиментации, определяющая накопление осадков особого состава и свойств; специфика эта связана в своих главных чертах с геодинамическими обстановками. В пространстве и времени эти геодинамические обстановки направленно сменяются: от формирования океанической коры в активных хребтах, далее к возникновению коры переходного типа (в областях современных геосинклиналей) по границам литосферных плит и в заключительной стадии — к формированию континентальной коры (Пейве и др., 1971).

На контактах между отдельными мобильными плитами возрастает роль эндогенного вещества, которое поступает в эти ослабленные зоны. Удается выделить для континентальных и океанских плит две группы контактов, соответствующих двум крупным геодинамическим обстановкам, а также магматическим комплексам и типам металлогении.

Первый тип — расхождения плит — отвечает условиям растяжения; он отмечается в срединных хребтах в океанах и в областях рифтов — на континентах. Для этого типа контактов характерны разуплотнение вещества мантии, высокие значения теплового потока, гос-

подство пород базальтового комплекса, из которых формируется новообразующаяся океаническая кора и возникает оруденение со значительной ролью Cr, Pt, Cu — Pb — Zn, TR — Nb — Ta, а также оксигидратов Fe и Mn и сопряженных с ними малых элементов (металлоносные осадки). Этот тип контакта и связанных с ним особенностей океанской седиментации довольно однообразен (насколько мы можем судить по имеющимся пока материалам) и сходен на суше и в океанах.

Много разнообразнее второй тип контакта плит, который возникает при их схождении. Наиболее распространен островодужный тип активного контакта с поддвиганием (субдукцией) океанской плиты под континентальную по сейсмофокальной зоне Заварицкого — Беньофа. Именно этот тип активного контакта понимается большинством авторов как современный аналог геосинклинальных зон. Л. П. Зоненшайн и др. (1976) выделяют еще пять типов схождения плит (андийский, невадийский, монголо-охотский, обдукции, столкновения одной или двух континентальных плит с дугой). Для каждого из них установлены свои особенности состава материала, геодинамической обстановки (вулканизма, металлогении, роли эндогенного вещества, тектонических движений и др.).

От срединных хребтов, где начинается формирование земной коры, в латеральном направлении, т. е. к периферии океана, может быть выделена конкретная смена формаций — возникает формационный ряд расширяющегося океана (Лисицын и др., 1971). В зоне активных хребтов с поступлением больших количеств эндогенного вещества идет формирование особых *по составу и свойствам осадков — базальной* формации. Здесь особенно большое значение имеют металлоносные и эдафогенные осадки. Далее в латеральном направлении, по обе стороны от активного хребта, они сменяются группой формаций пелагиали, а еще дальше, в области влияния пирокластики андезитовых зон — группой формаций периферии океана.

Наконец, заключительная (верхняя в разрезе) группа формаций расширяющегося океана — формации областей погружения океанской плиты в области островных дуг, которые выявляются по резкому преобладанию туффитового и туфового материала. Эти группы образуют единый формационный ряд расширяющегося океана, они четко выявляются не только в латеральном направлении, но и по вертикали, в разрезе океанских отложений (в кернах бурения от базальных внизу до формаций погружения вверху). Направленная смена формаций океанов продолжается далее также направленной сменой формаций второй (промежуточной) стадии развития коры и завершается группой формаций континентальной стадии развития коры.

В ходе тектонического развития каждый участок океанского дна попадает в особые условия подготовки, транспортировки и отложения осадочного материала, связанные в основном эндогенными факторами, что и предопределяет тектоническую зональность океанской седиментации.

Выяснение всех разнообразных связей вещества осадка и эндогенных факторов и геодинамических обстановок еще только начинается, но уже сейчас можно сказать, что океаны не есть пассивные «конечные водоемы стока», где идет лишь механическая дифференциация вещества, поставляемого реками.

Влияние эндогенных факторов океанской седиментации сочетается с влиянием факторов экзогенных, чем и объясняются столь сложные распределение и состав океанских осадков.

Как указывалось, влияние экзогенных факторов может быть сведено к установлению в океанах и морях трех видов зональности — климатической, циркумконтинентальной и вертикальной. Они по-разному проявляются в накоплении веществ, принесенных с суши (терригенных) и образованных в пелагиали океанов (биогенных, а также вулканогенных).

Специфика океанского осадкообразования, в отличие от морского, состоит в очень большой роли биоса. Прямые подсчеты абсолютных масс терригенного и биогенного материала ($CaCO_3 + SiO_{2аморфн} + C_{орг}$) для пелагиали Мирового океана, впервые приведенные нами, показали, что пелагических областей (глубже 3 тыс. *м*) достигает только 7,8% от исходного *терригенного материала*, а 92,2% *осаждается* в краевых морях и близ устьев рек, и в формировании пелагических осадков этот материал участия не принимает. В соответствии с трансформацией терригенного материала и его почти полным осаждением по периферии океана в пелагических областях резко возрастает роль биогенного материала: в виде карбонатных и кремнистых осадков в пелагиали осаждается 42% от общего количества осадочного материала, т. е. почти половина против 6—9%, определенных Н. М. Страховым (Страхов, 1976, стр. 201).

Приведенные цифры подсчета абсолютных масс подтверждаются независимыми методами: изучением соотношения взвешенных и растворенных форм элементов в океане, изучением состава океанских осадков и площадей распространения разных их типов. Лишь часть биогенного материала находит прямое отражение в виде осадков, состоящих из панцирей карбонатных и кремнистых организмов. Другая часть биоседиментации проявляется косвенно: в био-

ассимиляции, биофильтрации, биологическом транспорте, влияющем и на терригенный материал. О мощи биогенного процесса говорит то, что ежегодно на поверхности океанов и морей продуцируется около 110 млрд. *т* сухого вещества планктона (Богоров, 1971), что в 4 раза больше, чем поступает вещества с суши и из вулканов. Если сопоставить последнюю цифру с подсчитанным нами количеством терригенного и вулканогенного материала, проникающего в пелагиаль (1,73 млрд. *т* в год), то преобладание биогенного материала в водах океана над терригенным становится еще больше — в 50—60 раз.

Важнейший для седиментации вид деятельности биоса — ассимиляция, т. е. повышение концентрации и изменение форм большинства элементов, находящихся в воде в виде растворов. Часть из элементов идет на постройку панцирей, другая — переводится в органические соединения в плазме. Обычно после гибели организмов их панцири отделяются от плазмы и опускаются на дно; плазма в верхних слоях воды довольно быстро распадается (1,5 суток при температуре 30° С и до 150 суток при температуре 1—2 °С). При этом происходят в глобальных масштабах процессы возникновения коллоидов в толще вод путем замены растворителя — плазмы на морскую воду (образование коллоидов методом конденсации, известным в коллоидной химии). Проведенные подсчеты показывают, что количество коллоидов Fe, образующихся таким образом, составляет до 2 млрд. *т* в год, что больше, чем откладывается в пелагиали терригенного материала. Дна достигает только незначительная часть Fe, основная же его часть вновь захватывается планктоном, однако действие этого механизма приводит к постепенному захвату и опусканию на глубины растворенных элементов из океанской воды, поскольку вместе с Fe при образовании оксигидратов идет связывание в хлопья и многих растворенных в воде малых элементов.

Важное значение имеет биогенный материал, возникающий в центральных частях океана близ поверхности, и как сорбент. На его поверхности избирательно, в зависимости от состава сорбента (карбонатный, кремнистый, плазменный), идет захват многих элементов, растворенных в воде. Количественное распределение организмов в океане подчиняется, в соответствии с учением о биологической структуре, широтной и вертикальной, а также циркумконтинентальной зональностям. Зонально также распределение карбонатных, кремнистых и других организмов. Таким образом, не только масштабы поступления панцирей в осадки и их состав, но и масштабы и специфика действия механизмов биоассимиляции и сорбции зависят от зональности. В частности, можно говорить о зональности процессов биоассимиляции и сорбции как на биосорбентах, так и на веществах, связанных с биосом косвенно (например, Fe). Эти процессы в конечном счете приводят к переводу из растворов во взвесь и поставке на дно дополнительного количества веществ и повышают значение биогенного процесса для седиментации.

Колоссальное значение имеет механизм биофильтрации — основного вида питания для зоопланктона. Исходя из биомассы зоопланктона и его потребности в пище, а также содержания взвеси в воде, мною подсчитан объем воды, который очищается планктоном от взвеси ежесуточно — около 50 тыс. *км*³. Планктонные организмы не имеют механизмов избирательной фильтрации и потому захватывают из воды всю взвесь, включая и терригенную, и связывают ее в пищевые комки алевритово-песчаной размерности (иногда до 1—2 *мм*). В итоге терригенные и биогенные частицы с исходной крупностью 0,3—5 *мкм*, наиболее распространенные в пелагиали, осаждаются не как отдельные частицы (с механическим фракционированием), а как крупные комки со средней скоростью осаждения в сутки от 50 до 950 *м* (против 1,5—2 *см* в сутки для частиц размером 1 *мкм*, не связанных в комки при их нормальном механическом осаждении). С помощью специальных ловушек, устанавливаемых на дне на глубинах до 2 тыс. *м* и более, удается определить и темпы поступления пищевых комков — около 650 *шт*/*м*² в сутки (около Багамских островов).

Другая часть терригенной и биогенной взвеси совершает значительные вертикальные перемещения в океане в организмах зоопланктона: по подсчетам Л. А. Зенкевича (1965), под каждым квадратным метром поверхности воды организмы планктона в поисках пищи проходят до 10—20 тыс. *км*, перенося при этом захваченную ими пищу — взвесь!

Биофильтрация продолжается также и на дне океана (организмами бентоса). В конечном счете под влиянием биоса, вопреки утверждению Н. М. Страхова о преобладании в океане процессов механического разноса и фракционирования взвесей, находится весь осадочный материал. Биосом в значительной мере предопределяется также и терригенная седиментация: в частности, высокие абсолютные массы тонкодисперсного терригенного материала в областях высокой продуктивности планктона это отфильтрованный и осажденный материал, т. е. одно из косвенных проявлений биогенного процесса. Принципиальная сущность работы механизма биогенной седиментации состоит в очистке поверхностных вод океана не только от растворенных, но и от взвешенных веществ, в их

трансформации и транспортировке на глубины (в ряде случаев до дна).

Приведенные данные по распределению и составу осадочного материала над океанами (аэрозоль), на поверхности океанов во льдах (криозоль) и в толще вод (гидрозоль), в сопоставлении с материалом донных осадков, приводят к важным заключениям о структуре терригенного материала в океанах. Обычно считают, на основе балансных подсчетов, что более 85% его приходится на речную взвесь, а на поставку эоловым путем и льдами приходится в сумме всего около 14%. Анализ методом абсолютных масс приводит к иным выводам: вклад эолового материала и вклад ледового материала в пелагическую седиментацию в океанах сопоставим с вкладом материала рек, поскольку последний не достигает пелагиали (более чем на 90% осаждается близ устьев рек и на шельфе).

В ледовых зонах океана со сплошным (покровным) оледенением их поверхности единственным видом осадочного материала является терригенный ледовый. Других видов осадочного материала здесь не существует (речной материал сюда не проникает, а биогенного из-за недостатка света мало). В этой климатической зоне своеобразные условия подготовки осадочного материала на суше сочетаются со спецификой его транспортировки ледниками на суше и айсбергами в океане, а также со специфичными условиями аккумуляции материала на дне. В конечном счете это и приводит к образованию особых по составу и свойствам осадков — айсберговых, которые встречаются только в ледовых зонах и отвечают соответствующему этим зонам типу океанского литогенеза — ледовому. Главная причина возникновения этого типа литогенеза в океанах — климатическая, и никакие системы циркуляции не в состоянии изменить четкой климатической принадлежности данных отложений.

В гумидных зонах, где поставка материала осуществляется реками, целесообразно выделять две зоны океанского литогенеза, отличающиеся особенностями механизма подготовки и переноса материала, а также составом и свойствами отложений: умеренные гумидные и экваториальную гумидную.

Наконец, специфические условия складываются в аридных зонах океана, где, как и для континента, характерна очень высокая сухость воздуха в сочетании с ветрами исключительной силы и постоянства по направлению (пассатные ветры нижних слоев атмосферы и струйные течения верхних слоев). Высокая сухость воздуха на континенте имеет важные следствия для подготовки и транспортировки терригенного материала, поставляемого в океан. Перенос взвеси реками здесь практически отсутствует и сменяется подготовкой и транспортировкой ветром. Сухость воздуха обеспечивает дальнее распространение эолового материала над океанами, поскольку не идет его отложения путем вымывания атмосферными осадками. Материал локальный выпадает по периферии океана, а в пелагиаль проникает материал тропосферного и стратосферного переноса, который прослежен и изучен количественно и качественно на расстоянии до 5—6 тыс. км от суши. Оказалось, что по составу и свойствам (минералогия, гранулометрия, геохимия, изотопный состав и др.) вещество аэрозолей аналогично терригенному материалу донных осадков, а также терригенному материалу почв коралловых островов, т. е. аэрозоль аридных зон — главный вид терригенного материала. Основным фактором подготовки, переноса и отложения терригенного материала в аридных зонах океанов становится ветер, здесь идет накопление специфических осадков, что приводит к необходимости выделять особый аридный тип океанского литогенеза. Ясно, что возникновение этого типа также связано не с механическим разносом материала, поступившего из рек, а с иными факторами, оно определяется климатической зональностью планеты. Итак, для терригенной седиментации в океанах удается выделить по крайней мере три типа океанского литогенеза, тесно связанных с соответствующими типами литогенеза на континентальном блоке, но обладающих своей спецификой: ледовый (главный агент подготовки, транспортировки и отложения — лед), аридный (главный фактор — ветер) и гумидный (главный фактор — вода). Эти типы седиментогенеза закономерно сменяют друг друга в пространстве, для них характерна биполярность, их особенности четко выдерживаются внутри зон, по их простиранию.

Могут ли быть выявлены черты зональности для процесса биогенной седиментации, о важной роли которой говорилось выше?

В зависимости от климата биогенный процесс может почти полностью затухать (в ледовых зонах) или получает слабое развитие с исключительно карбонатным осадконакоплением и изобилием хитинового вещества (в аридных зонах), или достигает расцвета (в гумидных зонах, где сочетаются карбонато- и кремненакопление).

Практически весь карбонатный и кремнистый материал океанских осадков связан с биосом. Не только количество осадочного материала, но и его состав (панцири), а также масштабы и специфика части биогенного процесса, не находящего прямого отражения в виде скоплений панцирей (поставка биосорбентов, фильтрация и связывание в комки, биотранспорт, биоассими-

ляция), связаны и определяются биологической структурой океана. Главные особенности биологической структуры, как и для терригенного материала, определяются климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональностями. Для биогенного материала, как и для терригенного, существуют этапы подготовки, транспортировки и отложения осадочного материала: каждый этап характеризуется своей спецификой, определяемой в основном климатом. Это заставляет и для биогенной части осадка выделять типы литогенеза, соответствующие типам литогенеза, свойственным терригенной части осадка. Реакция живых организмов на изменения природной среды иная, чем обломочного и глинистого, приносимого с суши, но причины изменений едины.

Своеобразна минералогия биогенного материала — это по сути дела аутигенные (биогенные) минералы, отличающиеся не только составом и их свойствами, но и особыми сочетаниями морфологии с образованием наборов характерных видов (танатоценозов), присущих осадкам только определенных климатических зон, закономерно сменяющихся в широтном направлении и выдерживающихся по простиранию.

Распределение и состав материала вулканогенно-осадочного литогенеза определяются главным образом эндогенными факторами, тектонической зональностью. Приведенные данные показывают, что выделяются по составу и механизму измерений два типа вулканизма, связанных со строением коры: океанский (базальтовый) и переходных зон (андезитовый).

Для океанского вулканизма главное значение имеет поступление основной массы разогретых базальтов в срединных хребтах, где идет новообразование океанической коры. Горячий контакт базальт — морская вода находит геохимическое отражение на дне в виде областей развития металлоносных осадков или осадков, обогащенных Fe и Mn, а также рядом малых элементов.

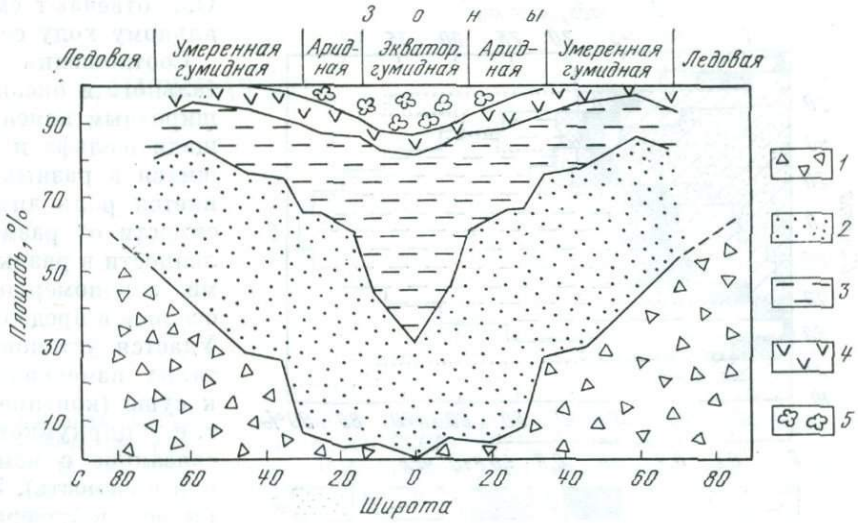
Для андезитового вулканизма главный вид подготовки и поставки осадочного материала — эксплозивные извержения. Дальность переноса пеплового материала этих вулканов, сосредоточенных по периферии океана, определяется в значительной мере климатической зональностью. В гумидных зонах материал, попадающий в тропосферу, быстро вымывается. Самая большая дальность разноса пеплов достигается в аридных зонах, где сильные пассатные и струйные ветры сочетаются с высокой сухостью воздуха, а также с глобальными опусканиями воздушных масс. Это приводит к тому, что в аридных зонах пелагиали очень широким распространением пользуется тонкодисперсный пирокластический материал (главным образом кислые и средние стекла); здесь идет аккумуляция тонкой пирокластики из всех климатических зон планеты, значительная ее часть преобразуется в специфические аутигенные минералы (филлипсит, палагонит и др.). Только в этих зонах возникают своеобразные цеолитовые осадки. Зональностью определяется интенсивность и состав продуктов выветривания надводных вулканических сооружений: максимальные скорость и глубина выветривания достигаются в экваториальной гумидной зоне, минимальные — в ледовых и аридных зонах, промежуточные — в умеренных гумидных. В местах преобладания вулканического материала (эндогенного) возникают отложения вулканогенного-осадочного типа (океанского или переходных зон).

В формировании единого вещества океанских осадков в пределах зон океанского литогенеза сочетаются терригенный и биогенный материал, а в ряде случаев и вулканогенный (пирокластика, продукты размыва, вещество, возникающее на горячих контактах вода — лава). В ряде случаев границы между зонами литогенеза отличаются от границ климатических зон, что чаще всего связано с течениями не только поверхностного слоя, но и со всей многоэтажной системой течений и противоречий. Эти отклонения несколько усложняют положение границ, но отнюдь не меняют главного — четкой связи зон океанского литогенеза с климатическими зонами.

Самые крупные климатические зоны Земли — гумидные, аридные и ледовые — протягиваются широтно в соответствии с закономерной сменой природных условий.

Ледовому седиментогенезу континентальных блоков отвечает ледовый тип седиментогенеза океанов, поскольку зональная причина одна — ледовый климат, который и определяет главенствующую роль льда на всех этапах седиментации. Гумидному литогенезу на континентах соответствует гумидный литогенез в океанах. Аридный литогенез суши продолжается в океанах, основную роль на всех этапах седиментационного процесса этого типа литогенеза играет ветер. Для каждого типа литогенеза и соответствующей ему зоны условия и отражающие их осадочные отложения выдерживаются, хотя континентальные и океанские их части имеют свою специфику.

За последние годы получены убедительные доказательства зональности осадкообразования на шельфах, в том числе Африки (Сенин, 1971, 1974), Южной Америки (Захаров, 1975; Емельянов, Харин, 1974). Ранее получены материалы о своеобразии седиментации на шельфах Берингова моря (Лисицын, 1966а), Охот-



Р и с. 120. Климатическая (широтная) зональность шельфовых осадков Мирового океана (на основе статистических определений)

1 — грубообломочный материал; *2* — песчано-алевритовые осадки; *3* — илистые осадки; *4* — ракушечники; *5* — коралловые осадки (биогермы коралловых рифов)

ского моря (Безруков, 1960), Антарктики (Лисицын, 1969) и др.

Очень интересная сводка по распределению осадков на шельфах Мирового океана выполнена М. Хейсом (Hayes, 1967), который проанализировал распределение разных типов осадков на 2136 разрезах через шельфы Мира, удаленных на 50 миль (90—100 *км*) друг от друга (рис. 120). На шельфах ледовых зон господствует грубообломочный и песчано-алевритовый материал, в умеренной зоне — песчано-алевритовый. Каменный материал холодной и умеренной зон, как и песчано-алевритовый, в значительной мере связан с четвертичными оледенениями, т. е. реликтовый. В аридной зоне гравийно-галечный материал постепенно исчезает (сохраняется в основном биогенный), господствуют пески. В экваториальной гумидной зоне шельфов подтверждается неожиданное для многих литологов господство илов, занимающих до 40—50% площади шельфа. Грубый материал встречается здесь только в виде отдельных галек наиболее стойких пород (кварц, обломки латеритов, кремни), а также биогенных образований. Широко развиты коралловые отложения, которые развиты и на шельфах аридных зон, проникают в наиболее теплые части умеренных.

Итак, зональность литогенеза на континентах продолжается и на шельфовые области, а далее — в пелагиали. При картировании главный критерий для выделения зон литогенеза в океанах — специфика вещества, распределения и свойств осадочного материала. Среди приведенных в книге материалов можно найти множество примеров того, как во взвеси и осадках пелагиали меняются распределения разных минералов и видов организмов, их парагенезы и танатоценозы, видов-индикаторов и минералов-индикаторов разных зон, а также характерного для этих зон распределения химических элементов, их разных форм и изотопов.

Именно на основе этих овеществленных в виде осадка и сохраняющихся в геологическом разрезе признаков и сопоставления их с климатическими зонами и делается вывод о контроле пелагической седиментации климатом, глубиной и расстоянием от суши. Влияние климата может определяться на основе разности атмосферных осадков и испарения или по сочетанию температуры и влажности (Лисицын, 1974, рис. 11, *Б*, *В*). На континентах эти типы соответствуют типам, выделенным Н. М. Страховым (1960—1962), в океане установлены автором (рис. 121, вклейка, см. стр. 232—233).

Из этой карты можно видеть, что часто разности осадков, выделенные на основе только химического анализа $CaCO_3$ и $SiO_{2аморфн}$, разделяются границами зон на две части. В справедливости такого деления карбонатных осадков убеждают рис. 72—79, кремнистых — рис. 56, 101, 102, 106 и табл. 28—30, терригенного материала — рис. 19—24 и 44—49. На основе этих карт и выделяются реальные типы седиментогенеза, проявляющиеся в особенностях слагающего осадки терригенного и биогенного материала, аутигенных образованиях.

Зональны и широко распространенные в пелагиали красные глубоководные глины: в ледовых и умеренных гумидных зонах они не обнаружены. Этот тип отложений свойствен только аридным и экваториальным гумидным зонам.

Красные глины аридных зон отличаются отсутствием остатков кремнистых организмов, их пелитовая часть состоит из обломочных минералов (кварц-полевошпатово-слюдистая) и почти не содержит глинистых минералов, характерны высокие содержания тонкодисперсного стек-

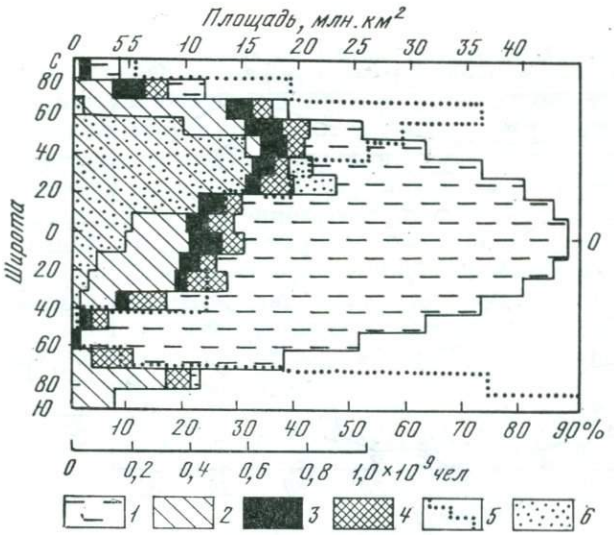


Рис. 122. Широтное распределение суши и океана, шельфов, материковых склонов, а также соотношение суши и океана и поступления загрязнений в океан по 10-градусным широтным поясам (Emery, 1974, с изменениями автора)

1 — океаны; *2* — суша; *3* — шельфы (0—200 *м*); *4* — материковый склон (200—3000 *м*); *5* — соотношение суши и океана по широтным поясам (в %, нижняя шкала); *6* — распределение населения (в млрд. человек) и масштабов загрязнений океанов по широтным зонам (нижняя шкала)

ла и филлипсита, отмечаются рудные концентрации железо-марганцевых конкреций, особая их морфология и состав, минимальные скорости седиментации. Это эвпелагическая (аридная) красная глина.

Красные глины экваториальной зоны иные. Они всегда обогащены остатками кремнистых организмов (радиолярии, диатомовые) экваториального комплекса, в них ничтожно содержание обломочных и стекла, главную роль играют каолинит и монтмориллонит, филлипсит редок или исчезает, также редки зубы акул, ушные косточки китов. Конкреции здесь значительно реже, особой морфологии и состава, в глинах нередко отмечается пятнистый диагенез (мраморовидные осадки). Это миопелагические красные глины. Точно так же отличаются и карбонатные и кремнистые отложения этих зон, что было показано на серии приведенных в книге карт и графиков, по которым читатель самостоятельно и объективно может составить представление об особенностях осадочных образований разных зон.

Границы зон, таким образом, не «секут по живому осадок», а являются естественными. Они отвечают смене разных осадков, т. е. реальному ходу седиментогенеза в океанах.

Соотношения между площадями континентального и океанского литогенеза меняются по широтным поясам (рис. 122), меняются и площади шельфа и материкового склона, находящихся в разных зонах седиментогенеза, изменяется роль антропогенных факторов в зависимости от размещения населения и промышленности в разных климатических зонах. Какими закономерностями диктуется размещение осадков в пределах выделенных зон литогенеза? Удается установить два главных направления таких изменений: связанное с приближением к суше (континентам или крупным островам), т. е. с циркумконтинентальной зональностью, и связанное с изменениями глубин (вертикальная поясность). Закономерные изменения внутри зон в латеральном направлении, по мере приближения к суше, удобно выразить через литолого-фациальные зоны, на которые делится данная зона литогенеза. Эти зоны отвечают направленной смене осадков, они билатеральны, т. е. повторяются у обеих берегов океана. В пределах литолого-фациальных зон происходят и изменения осадков, связанные главным образом с вертикальной поясностью.

Учение о климатической, вертикальной и циркумконтинентальной, а также тектонической зональностях дает возможность установить логику, внутренние связи осадочного процесса. Оно позволяет понять, почему в данных условиях возможно и почему невозможно накопление осадков того или иного типа, как при сочетании разных факторов живой и неживой природы возникают отложения со специфическими свойствами. Появляется возможность более точного картирования осадков с использованием приемов прогнозирования их свойств, а также возможность решения обратной задачи — на основе изучения осадочных образований устанавливать среду геологического прошлого с большей надежностью, чем это было возможно ранее.

Автор отдает отчет в том, что далеко не все вопросы, связанные с осадкообразованием в океанах, получили в двух томах работы достаточно полное освещение, существует еще много пробелов. Можно принимать или не принимать ту или иную интерпретацию или гипотезу, но в настоящее время уже невозможно игнорировать новые факты, развивающие представления о глобальном литогенезе в целом.

ЛИТЕРАТУРА

Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. —В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Аксенов А. А. Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря.—«Литология и полезные ископаемые», 1965, № 2.

Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., «Наука», 1972.

Алекин О. А. Химия океана. Л., Гидрометеоиздат, 1966.

Алекин О. А. К вопросу о роли химического состава атмосферных осадков в формировании состава речных вод.—«Труды Ленинград. гидромет. ин-та», вып. 39, 1970.

Алекин О. А., Катунин И. М. Насыщенность поверхностных вод океанов карбонатом кальция.—«Океанология», 1974, № 2.

Алекин О. А., Ляхин Ю. И. О способах выражения насыщенности морской воды карбонатом кальция.—«Океанология», 1972, № 4.

Алексина И. А. К характеристике эолового материала восточного побережья Среднего Каспия.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 127, № 2.

Алексина И. А. Минералогия крупноалевритовой фракции донных осадков Кроноцкого и Авачинского заливов.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 61, 1962.

Аллауэй В. Х. Микроэлементы в биологических системах.—В кн.: Физические методы анализов следов элементов. М., «Мир», 1967.

Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., «Наука», 1974.

Атлас океанов. Т. 1.— Тихий океан, т. 2—Атлантический и Индийский океаны. М., 1976, 1977.

Атлас Антарктики. ГУГК. Т. I, 1966; т. II, 1969.

Атомная энергия. Краткая энциклопедия. М., Изд-во БСЭ, 1959.

Багин В. И., Багина О. А., Богданов Ю. А., Гендлер Т. С., Лебедев А. И., Лисицын А. П., Печерский Д. М. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия.—«Геохимия», 1975, № 3.

Байкальский рифт. М., «Наука», 1968.

Бакри Д., Клинг С. А., Мангейм Ф. Т., Хорн М. К. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря.—«Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6.

Балашов Ю. А., Туранская Н. А., Братишко Р. Х. Зональность распределения редкоземельных элементов в океанах.—«Геохимия», 1974, № 5.

Бараш М. С. Экология планктонных фораминифер в северной части Атлантического океана и их значение для стратиграфических исследований.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 65, 1964.

Бараш М. С. Миграция климатических поясов Атлантического океана в верхнечетвертичное время.—«Докл. АН СССР», 1974а, т. 216, № 5.

Бараш М. С. Граница плавучих льдов в Северной Атлантике в верхнем плейстоцене.—«Океанология», 1974б, № 5.

Бараш М. С., Блюм Н. С. Современные танатоценозы планктонных фораминифер северной и экваториальной Атлантики.—«Океанология», 1975, № 1.

Бардин В. И., Равич М. Г. Петрографический состав моренных отложений в горах центральной части Земли Королевы Мод.—«Информ. бюлл. САЭ», 1968, № 68.

Бардин В. И., Суетова Н. Г. Литологические особенности разновозрастных морен в горах Земли Королевы Мод.—«Информ. бюлл. САЭ», 1972, № 83.

Барсуков В. Л. О проблеме источника рудного вещества.—В кн.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как о возможном источнике рудного вещества.—«Геохимия», 1972, № 12.

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б. Рифтовые зоны океана и проблемы рудообразования.—«Геохимия», 1970, № 8.

Батурин Г. Н. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Батурин Г. Н. Фосфориты на дне океанов.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Батурин Г. Н. Современное и верхнечетвертичное фосфоритообразование на шельфах океанов. Автореф. док. дисс. М., 1975.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Тримонис Э. С. О составе и происхождении железорудных осадков и горячих рассолов в Красном море.—«Океанология», 1969, № 3.

Батурин Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе юго-западной Африки.—«Литология и полезные ископаемые», 1970, № 3.

Батурин Г. Н., Петелин В. П. Конкреции фосфоритов на шельфе Чили.—«Литология и полезные ископаемые», 1972, № 3.

Башарина Л. А. Эксгаляции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов.—В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности в Мировом океане.—Internat. Oceanogr. Congr. Preprints. Washington, 1959.

Безруков П. Л. Донные отложения Охотского моря.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 32, 1960.

Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности в Мировом океане.—«Труды Океаногр. комиссии», т. 10, № 3, 1962а.

Безруков П. Л. О неравномерном распределении глубоководных океанических осадков.—«Океанология», 1962б, № 1.

Безруков П. Л. Зональность и неравномерность осадконакопления в океанах.—В кн.: Современные проблемы географии. М., «Наука», 1964.

Безруков П. Л. Геологическое строение и минеральные ресурсы дна Тихого океана.—«Вестник АН СССР», 1971, № 5.

Безруков П. Л. Древность и молодость океана.—«Океанология», 1973, № 1.

Безруков П. Л. Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение.—В кн.: Палеонтология, морская геология. Доклады советских геологов. М., «Наука», 1976.

Безруков П. Л., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О., Романкевич Е. А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана.—В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука», 1972.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в дальневосточных морях в четвертичное время.—«Труды Комиссии по изучению четвертичного периода», т. 13, 1957.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 32, 1960.

Безруков П. Л., Лисицын А. П. Осадкообразование в Индийском океане.—Тезисы доклада ко Второму междунар. океаногр. конгрессу. М., «Наука», 1966.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О., Саидова Х. М., Филатова З. А. Об осадках и донной фауне северной части Восточно-Китайского моря.—«Oceanologia et limnologia Sinica», 1958, v. 1, N 3.

Беклемишев К. В. Питание некоторых массовых видов планктонных копепод в дальневосточных морях.—«Зоологич. журн.», 1954, т. 33, вып. 6.

Беклемишев К. В. Избыточное питание зоопланктона и вопрос об источниках пищи донных животных.—«Труды Всесоюз. гидробиол. об-ва», т. 8, 1957.

Беклемишев К. В. О значении колониальности для планктонных водорослей.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 51, 1961.

Белов Н. А., Лапина Н. Н. Донные отложения Арктического бассейна. Л., Гидрометеоиздат, 1961.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.

Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский В. В., Капица А. П., Логачев Н. А., Милановский Е. Е., Поляков А. И., Рыкунов Л. Н., Седов В. В. Восточно-Африканская рифтовая система, т. 1—3. М., «Наука», 1974.

Беляев Г. М., Виноградова Н. Г., Левенштейн Р., Пастернак Ф. А., Соколова М. Н., Филатова З. А. Закономерности распределения глубоководной донной фауны в свете развития идеи о биологической структуре океана.—«Океанология», 1973, № 1.

Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер на дне Индийского океана.—«Вопросы палеонтологии», 1963, вып. 7.

Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 68, 1964.

Беляева Н. В. Планктонные фораминиферы в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана.—В кн.: Тихий океан, т. VIII. М., «Наука», 1969.

Беляева Н. В. Особенности химического состава раковин планктонных фораминифер.—«Океанология», 1973, № 2.

Беляева Т. В., Саидова Х. М. Соотношение бентосных и планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков Тихого океана.—«Океанология», 1965, № 6.

Беляева Т. В. Диатомовые в поверхностном слое осадков северо-западной части Тихого океана.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 46, 1959.

Беляева Т. В. Распределение крупных форм диатомовых водорослей в юго-восточной части Тихого океана.—«Океанология», 1972, № 3.

Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972.

Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1937.

Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря.—В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974.

Блажчишин А. И., Емельянов Е. М. Основные черты геохимии Балтийского моря.—В кн.: Геохимические исследования и поиски на территории Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1975.

Блажчишин А. И., Шуйский Ю. Д. Питание Балтийского моря терригенным материалом.—«Литология и полезные ископаемые», 1973, № 3.

Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии.—«Труды ГИН АН СССР», вып. 181, 1967.

Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.—«Геотектоника», 1969, № 3.

Богданов Ю. А. Взвешенное органическое вещество в водах Тихого океана.—«Океанология», 1965, № 2.

Богданов Ю. А. Количественное распределение и гранулометрический состав взвеси Тихого океана (по данным микроскопического анализа).—«Океанологические исследования», № 18. М., «Наука», 1968.

Богданов Ю. А., Емельянов Е. М., Живаго В. Н., Конкин А. М., Пустельников О. С. Взвешенное вещество в восточной тропической части Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.

Богданов Ю. А., Живаго В. Н. Взвесь над Атлантическим и Тихим океанами.—В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М., «Наука», 1974.

Богданов Ю. А., Кошелев Б. А., Солдатов А. В. Осадки впадины Романш.—«Океанология», 1967, № 4.

Богданов Ю. А., Кукса В. И., Пастернак Ф. А., Романкевич Е. А. Об условиях современного осадконакопления в лагуне о. Сен-Поль.—«Океанология», 1967, № 4.

Богданов Ю. А., Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного органического вещества в водах Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 18. М., «Наука», 1968.

Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Романкевич Е. А. Органическое вещество взвеси и донных осадков морей и океанов.—В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1971.

Богданов Ю. А., Плошко В. В. Магматические и метаморфические породы глубоководной впадины Романш.—«Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 4.

Богоров В. Г. Биологическая структура океана.—«Докл. АН СССР», 1960, т. 128, № 4.

Богоров В. Г. Географические зоны в пелагиали центральной части Тихого океана.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 41, 1960.

Богоров В. Г. Количественная оценка животного и растительного населения океана.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 5.

Богоров В. Г. О количестве вещества в живых организмах Мирового океана.—В кн.: Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1966.

Богоров В. Г. Биологическая трансформация и обмен энергии и веществ в океане.—«Океанология», 1967, № 5.

Богоявленский А. Н. Гидрохимические исследования.—«Труды САЭ», т. 5, 1959.

Богоявленский А. Н. Гидрохимические исследования.—«Труды САЭ», т. 19, 1961.

Богоявленский А. Н. Распределение и миграция кремнекислоты в океанах.—В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.

Болин Б. Перенос и циркуляция радиоактивных примесей в атмосфере.—В кн.: Ядерная геофизика. М., «Мир», 1964. Д

Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.—«Труды ГИН АН СССР», вып. 115, 1952.

Бруевич С. В., Гудков М. П. Атмосферная пыль над Каспийским морем.—«Изв. АН СССР, серия геогр.», 1954, № 4.

Будыко М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеоиздат, 1974.

Бурков В. А., Булатов Р. П., Нейман В. Г. Крупномасштабные чрты циркуляции вод Мирового океана.—«Океанология», 1973, № 3.

Бурков В. А., Монин А. С. Глобальные карты циркуляции вод Мирового океана.—«Океанология», 1973, № 1.

Бурцев И. И. О вымывании осадками искусственных радиоактивных аэрозолей из атмосферы.—В кн.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., Атомиздат, 1965.

Бутузова Г. Ю. Глинистые минералы в осадках восточной части Черного моря.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1960, № 6.

Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный железорудный процесс в кальдере вулкана Санторин (Эгейское море) и его влияние на геохимию осадков. М., «Наука», 1969.

Бутузова Г. Ю., Градусов Б. П., Ратеев М. А. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря.—«Литология и полезные ископаемые», 1975, № 1.

Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.—«Литология и полезные ископаемые», 1975, № 6.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. Изд. 2-е. М., «Недра», 1975.

Бызова Н. Л., Машкова Г. Б., Осипов Ю. С. Результаты модельных опытов по распространению оседающей примеси в нижнем слое атмосферы при различных метеорологических условиях.—В кн.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., Атомиздат, 1965.

Варенцов И. М. Изучение выщелачивания марганца при взаимодействии основных вулканических материалов с морской водой.—«Геология рудных месторождений», 1970, № 4.

Васильев В. Д., Казакова В. П., Павлидис Ю. А. Минералогия пляжевых отложений о. Куба.—«Океанология», 1975, № 4.

Верейский Н. Г. Физико-механические свойства верхнеплейстоценовых морен Русской равнины.—«Литология и полезные ископаемые», 1972, № 5.

Верле Е. К., Стариченко Л. А. Некоторые характеристики струйных течений под центральной частью Тихого океана.—«Труды Дальневост. научно-исслед. гидромет. ин-та», вып. 26. Л., Гидрометеоиздат, 1968.

Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.

Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы.—«Геохимия», 1956, № 2.

Виноградов М. Е. Источники питания глубоководной фауны.—«Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 6.

Виноградов М. Е., Милейковский С. А., Расс Т. С., Филатова З. А. Зенкевич Л. А. и Богоров В. Г.—создатели учения о биологической структуре.—«Океанология», 1973, № 1.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1949.

Вихренко Н. М., Николаева В. К. Взвешенные вещества северной части Атлантического океана по данным второго и четвертого рейсов э/с «Михаил Ломоносов».—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 56, 1962.

Влодавец О. Н. Вулканическая деятельность на Земле в историческое время.—В кн.: Современный вулканизм, т. 1. М., «Наука», 1966.

Волков И. И. Химические элементы в речном стоке и формы их поступления в море (на примере рек Черноморского бассейна).—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Волобуев В. Р. Экология почв. Баку, 1963.

Вольф К. Х., Чиллингар Дж. В., Балес Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков.—В кн.: Карбонатные породы, т. II. Под ред. Дж. Чиллингара, Г. Биссела, Р. Фейрбриджа. М., «Мир», 1971.

Вопросы ядерной метеорологии. Под ред. И. Л. Кароля и С. Г. Малахова. М., Госатомиздат, 1962.

Воробьев В. И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах. М., Гидрометеоиздат, 1960.

Воронихин Н. Н. Растительный мир океана. М., Изд-во АН СССР, 1945.

Воронов П. С. О краевых ледниковых комплексах Антарктиды.—Таллин, Изд-во АН ЭССР, 1961.

Воронов П. С. Черный лед в Антарктике.—«Бюлл. САЭ», 1963, № 44.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968.

Воскресенский К. А. Пояс биофильтраторов как биогидрологическая система моря.—«Труды Гос. океаногр. ин-та», вып. 6 (18), 1958.

Вотинцев К. К. О скорости регенерации биогенных элементов при разложении Melosira baicalensis.—«Докл. АН СССР», 1953, т. 102, № 3.

Вялов О. С., Климов Л. В. О составе морен Земли Королевы Мэри и Земли Вильгельма II.—«Труды Ин-та геологии Арктики», т. 95, 1957.

Газиев Я. Ч. Дисперсность аэрозолей глобального радиоактивного загрязнения атмосферы.—В кн.: Радиоактивные изотопы в атмосфере. М., Атомиздат, 1965.

Гайл Г. И. Ламинариевые водоросли дальневосточных морей.—«Вестник ДВФАН СССР», 1936, № 19.

Гайл Г. И. Промысловые водоросли Сахалина и Курильской гряды. Владивосток, 1949.

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. О распространении глубоководных осадков в разрезах складчатых областей.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1970, № 4.

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы и равновесия. М., «Мир», 1968.

Геворкьян В. Х., Качанов Н. Н. О распределении грубообломочного материала в осадках Ньюфаундлендского шельфа.—«Океанология», 1975, № 4.

Гедеонов Л. И., Жилкина М. И., Ильинская Т. А., Степанова А. В. Химический состав атмосферных осадков и выпадений в окрестностях Ленинграда.—В кн.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., Атомиздат, 1965.

Геолого-геофизический атлас международной Индоокеанской экспедиции. ГУГК, 1975.

Герасимов И. П. Черты сходства и различия в природе пустынь.—«Природа», 1954, № 2.

Гершанович Д. Е. Кремнекислота, карбонат кальция и органический углерод в глубоководных отложениях Японского моря.—«Труды Гос. океаногр. ин-та», вып. 31(43), 1956.

Гершанович Д. Е. Новые данные о современных отложениях Берингова моря.—«Труды ВНИРО», т. 46, 1962.

Гершанович Д. Е. Современные осадки залива Аляска.— В кн.: Геология дна океанов и морей. М., «Наука», 1964.

Гершанович Д. Е. Мощность современных донных осадков и скорость осадкообразования в Беринговом море.— «Труды ВНИРО», т. 57, 1965.

Гипп С. К. Проявление подводного вулканизма в районе Азорских островов.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 56, 1962.

Гипп С. К. Некоторые особенности минералогического состава глубоководных отложений Атлантического океана.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 68, 1964.

Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах.—В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Глаголева М. А. К геохимии осадков Черного моря.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Глаголева М. А. Цирконий в осадках Черного моря.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 3.

Глазовская М. А. Эоловые отложения на ледниках Тянь-Шаня.—«Природа», 1954, № 2.

Глазовская М. А. Почвы Мира. Изд-во МГУ, 1973.

Глинка К. Д. Почвоведение. М., Сельхозгиз, 1931.

Гольдберг Э. Д., Гриффин Д. Д. Пелагические осадки Мирового океана: источники, условия переноса и темпы осадконакопления.—Тезисы докл. ко второму междунар. океаногр. конгрессу. М., «Наука», 1966.

Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Горбунов Н. И. Минералогия и коллоидная химия почв. М., «Наука», 1974.

Горбунова З. Н. Высокодисперсные минералы в осадках Индийского океана.—«Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 4.

Горбунова З. Н. Глинистые и другие высокодисперсные минералы в осадках Берингова моря.—«Океанология», 1962, № 6.

Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1963, № 1.

Горбунова З. Н. Распределение глинистых минералов в осадках Индийского океана.—«Океанология», 1966, № 2.

Горбунова З. Н. Палыгорскиты в осадках из кернов глубоководного бурения в Тихом океане.—«Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 2.

Горбунова З. Н. Об особенностях глинистых минералов гидротермально измененных осадков.—«Литология и полезные ископаемые», 1973а, № 6.

Горбунова З. Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1973б, № 1.

Горбунова З. Н. Состав глинистых минералов, гидротермально измененных и смежных с ними осадков участка дна южной котловины Тихого океана.— «Океанология», 1974, № 1.

Горбунова З. Н. История накопления глинистых минералов в Тихом океане в кайнозое по данным глубоководного бурения.—«Океанология», 1975, № 5.

Горбунова З. Н. Высокодисперсные минералы в поверхностном слое осадков восточной части Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.

Гордеев В. В. Микроэлементы во взвеси и воде центральной и юго-восточной части Тихого океана. Автореф. канд. дисс. М., 1974.

Гордеев В. В., Лисицын А. П. Средний химический состав взвесей рек Мира.—«Докл. АН СССР», 1977, т. 11, № 5.

Гордеев В. В., Хандрос Г. С. Содержание микроэлементов в морской воде и во взвеси Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.

Гордеев Е. И. Гранулометрический состав взвеси из поверхностных вод северной и центральной части Индийского океана.—«Океанологические исследования», № 18. М., «Наука», 1968.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Градусов Б. П. Глинистые минералы в почвах и их влияние на минералогический состав современных отложений океанов.—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Грамм-Осипов Л. М., Репечка М. А., Волкова Т. И., Плисс С. Г., Черныш В. И. К геохимии осадков Японского моря.—В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973.

Гребенщикова В. И., Прокудина А. Ф. Изучение механизма захвата La, Eu, Sc гидроокисью железа.— В кн.: Соосаждение и абсорбция радиоактивных элементов. М., «Наука», 1965.

Гречин В. И. О методах изучения катагенетического преобразования кремнистых пород (на примере миоцена Камчатки и Сахалина).—«Литология и полезные ископаемые», 1972, № 4.

Гречин В. И. Миоценовые отложения Западной Камчатки (седиментация, катагенез). Автореф. канд. дисс. М., 1972.

Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.

Громов В. В., Суриков В. В. Исследование состояния элементов группы железа в морской воде методом ультрафильтрации. —«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.

Гущенко И. И. Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М., «Наука», 1965.

Дворов В. И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., «Наука», 1975.

Девдариани А. С., Исаева А. Б. Генетический анализ современных морских осадков методом выделения полезных сигналов на фоне помех.—«Советская геология», 1972, вып. 3.

Дегенхардт Х. О. О геохимическом распределении циркония в литосфере.—В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1958.

Дегенс Э. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.

Джорджио В. А. Струйные течения.—«Труды Ташкентской геофизической обсерватории», вып. 12, 1956.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С. О некоторых особенностях подводных извержений.—В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Наука», 1969.

Дзоценидзе Г. С., Мархинин Е. К. Вулканокластические продукты и проблемы их эволюции.—В кн.: Проблема вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974.

Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В. Хемогенное вулканогенно-осадочное породообразование.—В кн.: Проблема вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974.

Дмитраш Ж. А. О некоторых особенностях распределения айсбергов в Восточной Антарктике.—«Информ. бюлл. САЭ», 1971, № 82.

Дмитраш Ж. А. О горизонтальных размерах антарктических айсбергов по данным аэрофотосъемки.— «Информ. бюлл. САЭ», 1973, № 86.

Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. докт. дисс. М., 1973.

Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.
Дрейк Ч. Л. Окраины континентов.—В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
Евсеев В. В. О распределении морских антарктических льдов по данным спутниковых наблюдений.—«Бюлл. САЭ», 1975, № 90.
Евтеев С. А. С какой скоростью ветер «разъедает» камни в Антарктиде?—«Бюлл. САЭ», 1960, № 7.
Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Антарктиды.—В кн.: Результаты исследований по программе МГГ. Гляциология, № 12. М., «Наука», 1964.
Емельянов Е. М. Некоторые данные по взвеси Черного и Средиземного морей.—«Океанология», 1962, № 4.
Емельянов Е. М. Карбонатность современных донных отложений Средиземного моря.—В кн.: Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
Емельянов Е. М. Титан в осадках Средиземного моря.—«Литология и полезные ископаемые», 1966, № 6.
Емельянов Е. М. Распределение аутигенного кремнезема во взвеси и в современных осадках Средиземного моря.—В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
Емельянов Е. М. Минералогия песчано-алевритовых фракций современных осадков Средиземного моря.—«Литология и полезные ископаемые», 1968а, № 2.
Емельянов Е. М. Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы (Балтийское море).—«Океанологические исследования», № 19. М., «Наука», 1968б.
Емельянов Е. М. Распределение и состав осадков шельфа Юго-Западной Африки.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 95, 1973.
Емельянов Е. М. Аморфный кремнезем в осадках Атлантического океана. «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 6.
Емельянов Е. М. Fe, Mn и Ti в осадках Атлантического океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1975, № 3.
Емельянов Е. М. Малые и рассеянные элементы.—В кн.: Геология Балтийского моря. Вильнюс, «Моклас», 1976.
Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н., Кошелев Б. А. Магний в верхнем слое осадков Атлантического океана.—«Океанология», 1974, № 6.
Емельянов Е. М., Крылов А. Я., Силин Ю. И., Шимкус К. М., Цовбун Я. Н. Возрастные провинции терригенно-вулканического материала Средиземного моря.— «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 4.
Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В. Типы донных осадков Атлантического океана.—Калининград, 1976.
Емельянов Е. М., Лозовая Н. Г., Харин Г. С. Влияние вулканизма на формирование минерального состава современных осадков Северной Атлантики.—«Океанология», 1976, № 6.
Емельянов Е. М., Лукашевечус Л. С., Свиренко И. П., Солдатов А. В., Кошелев Б. А., Лисицын А. П., Шурко И. И., Литвин В. М., Сенин Ю. М. Осадкообразование в Атлантическом океане.—Второй Междунар. океаногр. конгресс. Тезисы докладов. М., «Наука», 1966.
Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки.—«Литология и полезные ископаемые», 1969, № 2.
Емельянов Е. М., Харин Г. С. Осадкообразование в Гвианской и Северо-Американской котловинах в связи с твердыми выносами Амазонки и Ориноко.—«Литология и полезные ископаемые», 1974, № 2.
Емельянов Е. М., Шимкус К. М. Взвешенное вещество в Средиземном море и его минеральный состав.—«Океанология», 1973, № 4.
Емельянов Е. М., Шимкус К. М. Карбонаты, кремнезем и железо во взвеси Средиземного моря.—«Океанология», 1974, № 1.
Емельянов Е. М., Шимкус К. М. Концентрация железа, алюминия, марганца, титана в водной взвеси Средиземного моря.—«Океанология», 1975, № 4.
Еременко В. Я. Формы нахождения тяжелых металлов в некоторых природных водах.—«Гидрохимические материалы», 1964, т. 36.
Ерощев-Шак В. А. Каолинит в осадках Атлантического океана.—«Докл. АН СССР», 1961а, т. 137, № 4.
Ерощев-Шак В. А. Иллит в осадках Атлантического океана.—«Докл. АН СССР», 1961б, т. 137, № 4.
Ерощев-Шак В. А. О глинистых минералах в осадках Атлантического океана.—«Океанология», 1962, № 2.
Ескин Л. И. К вопросу о дрейфе айсбергов.—«Информ. бюлл. САЭ», 1973, № 85.
Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. Под ред. П. Л. Безрукова. М., «Наука», 1976.
Живаго В. Н. Распределение эоловой взвеси над центральными и северными районами Индийского океана.—В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Индийском океане. М., «Наука», 1975.
Живаго В. Н., Богданов Ю. А. Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами.—В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М., «Наука», 1974.
Живаго В. Н., Серова В. В. Минералогия эоловой взвеси над центральными районами Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1976, № 1.
Жузе А. П. Диатомовые в донных отложениях северо-западной части Тихого океана.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 4.
Жузе А. П. Стратиграфические палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Жузе А. П. Диатомеи в поверхностном слое осадков Чилийско-Перуанского района Тихого океана.—«Океанология», 1972, № 5.
Жузе А. П., Мухина В. В., Козлова О. Г. Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана.—В кн.: Тихий океан, т. VIII. М., «Наука», 1969.
Жузе А. П., Петелин В. П., Удинцев Г. Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с Ethmodiscus rex.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 6.
Жукова В. Сравнительная характеристика песков пустынь Африки, Азии и Австралии. Изд-во МГУ, 1969.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.
Заморский А. Д. Межконтинентальный перенос пыли струйными течениями.—«Метеорология и гидрология», 1964, № 4.
Заморцев В. В., Поляков М. М. Действующий вулкан на о. Десепшен.— «Информ. бюлл. САЭ», 1972, № 83.
Захаров Л. А. Донные осадки шельфа Южной Америки между реками Амазонка и Ориноко.—«Океанология», 1974, № 1.
Захаров Л. А. Климатическая зональность и современное осадкообразование на Атлантическом шельфе Южной Америки. Автореф. канд. дисс. М., 1975.
Захаров П. С. Пыльные бури. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
Звонков В. В. Водная и ветровая эрозия Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.

Земная кора и верхняя мантия. Под ред. П. Харта. М., «Мир», 1972.
Зенкевич Л. А. Моря СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Зенкевич Л. А. Специальная количественная характеристика глубоководной жизни в океане.—В кн.: Океанография. М., «Прогресс», 1965.
Зенкевич В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Зинова Е. С. Морские водоросли Командорских островов.— Труды «Тихоокеанского конгресса», т. 5, 1940.
Зоненшайн Л. П. Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976.
Зубов Н. Н. О скорости опускания в океане растворяющихся частиц. —«Вестник МГУ», 1955, № 8.
Иваненков В. Н. Карбонатная система.—В кн.: Тихий океан, т. III. М., «Наука», 1966.
Иванов В. В. Геохимия рассеянных элементов в гидротермальных месторождениях. М., «Недра», 1966.
Ильин А. В., Шурко И. И. Особенности распределения грубообломочного материала в осадках северной Атлантики.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 2.
Ильин А. В., Шурко И. И. Петрографическое районирование грубообломочных отложений северной Атлантики.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1968, № 9.
Исаева А. Б. Геохимические исследования осадков северной части Индийского океана.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 64, 1964.
Исаева А. Б. Титан и его соотношения с железом в осадках Индийского океана.—«Геохимия», 1971, № 3.
Исаева А. Б. Изменение величины отношения Mo/W в зависимости от условий осадкообразования.—«Океанология», 1974, № 3.
Казанский Ю. П. Седиментология. Новосибирск, «Наука», 1976.
Калесник С. В. Основы общего землеведения. М., Учпедгиз, 1947.
Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., «Мысль», 1970.
Кароль И. Л., Малахов С. Г. Глобальное распространение в атмосфере и выпадение радиоактивных продуктов ядерных взрывов.—В кн.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., Атомиздат, 1965.
Кароль И. Л. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос в атмосфере. М., Гидрометеоиздат, 1972.
Кашинцев Г. Д. Новые данные об изверженных и метаморфических породах северо-восточной части Индийского океана.—«Океанология», 1973, № 5.
Кобленц-Мишке О. И. Величина первичной продукции Тихого океана.—«Океанология», 1965, № 2.
Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кобанова Ю. Г. Первичная продукция планктона Мирового океана.—В кн.: Программа и методика изучения биогеоценозов водной среды. М., «Наука», 1971.
Ковда В. А. Основы учения о почвах. Т. I, II. М., «Наука», 1973.
Козлова О. Г. Количественное содержание диатомовых водорослей в водах Индийского сектора Антарктики.—«Докл. АН СССР», 1961, т. 138, № 1.
Козлова О. Г. Видовой состав диатомовых водорослей в водах Индийского сектора Антарктики.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 61, 1962.
Козлова О. Г. Видовой состав диатомовых водорослей в водах Индийского и Тихоокеанского секторов Антарктики. М., «Наука», 1964.
Козлова О. Г. Диатомовые водоросли во взвеси из западной части Берингова моря.—«Океанологические исследования», № 18. М., «Наука», 1968.
Козлова О. Г. Количественные распределения и видовой состав диатомей и силикофлагеллят в поверхностном слое осадков Индийского океана.—В кн.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., «Наука», 1969.
Козлова О. Г., Мухина В. В. Диатомовые и силикофлагелляты во взвеси и в донных осадках Тихого океана.—В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
Козловский А. М. К вопросу о таянии материкового льда в морской воде.—«Информ. бюлл. САЭ», 1969, № 75.
Коновалов Г. С., Иванова А. А., Колесникова Т. Ф. Рассеянные и редкие элементы, растворенные в воде и содержащиеся во взвешенных веществах главнейших рек СССР.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
Конюхов А. И., Гершанович Д. Е. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Индийского океана и некоторые особенности терригенного осадкообразования.—«Литология и полезные ископаемые», 1976, № 3.
Кочанов Н. Н., Геворкьян В. Х. Грубообломочный материал Ньюфаундлендского шельфа.—«Океанология», 1975, № 4.
Краузе Д. Зоны разломов в северной части Атлантического океана к востоку и западу от Азорских островов.—В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
Криазо П., Феррарис К., Мингримм А., Роллери Э. Седиментационные бассейны Аргентины. — Труды Междунар. нефтяного конгресса, т. 1. М., 1961.
Кривенков А. М. О роли ветра в формировании рельефа Прибалханского района.—«Труды Ин-та геол. АН Туркмен. ССР», т. 2. Ашхабад, 1959.
Кригер Н. И. Лёсс, его свойства и связи с географической средой. М., «Наука», 1965.
Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
Кругликова С. Б. Количественное распределение радиолярий в поверхностном слое осадков северной части Тихого океана.—В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
Кругликова С. Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков северной половины Тихого океана.—В кн.: Тихий океан, т. VIII. М., «Наука», 1969.
Кругликова С. Б. Характерные виды радиолярий в донных осадках бореальной зоны Тихого океана.—В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М., «Наука», 1975а.
Кругликова С. Б. Радиолярии в поверхностном слое осадков Охотского моря.—«Океанология», 1975б, № 1.
Крылов А. Я., Авдзейко Г. В., Аляпышев О. А., Емельянов Е. М., Шимкус К. М. Абсолютный возраст терригенных минералов Черноморского бассейна. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973.
Крылов А. Я., Емельянов Е. М., Силин Ю. И., Шимкус К. М., Цовбун Я. М. Некоторые вопросы формирования терригенного материала глубоководных древнечерноморских и новоэвксинских осадков Черного моря.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука», 1973.
Крылов А. Я., Лисицын А. П., Силин Ю. И. Значение аргон-калиевого отношения в океанских илах.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1961, № 3.
Крылов А. Я., Лисицына Н. А., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. Аргон-калиевое отношение в породах кор выветривания.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 4.
Крылов А. Я., Силин Ю. И. Возможность применения аргонового метода определения возраста для изучения миграции терригенных осадков.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 129, № 3.
Крылов А. Я., Силин Ю. И. Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии

и палеогеографии.—В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Кудинова-Пастернак Р. К. К вопросу о взаимодействии биофильтров с водными массами.—«Вопросы географии», сб. 26, 1951.
Кузнецов Ю. В., Легин В. К., Лисицын А. П., Симоняк З. Н. Радиоактивность океанических взвесей. Сообщение 1. Изотопы тория в океанических взвесях.—«Радиохимия», 1964, т. 6. вып. 2.
Кузнецов Ю. Г., Симоняк З. Н., Лисицын А. П., Френклих Д. С. Изотопы тория в поверхностном слое донных осадков из Индийского океана.—«Геохимия», 1968, № 2.
Кузьменко Л. В. Первичная продукция северной части Аравийского моря.—«Океанология», 1973, № 2.
Кузьменко М. В., Еськова М. В. Тантал и ниобий. М., «Наука», 1968.
Куликов Н. Н. О находке моренного материала на обломке перевернувшегося айсберга.—«Информ. бюлл. САЭ», 1962, № 33.
Куликов Н. Н. Особенности донных отложений в районе шельфовых ледников Западный и Лазарева.—«Труды САЭ», т. 39, 1963.
Курносов В. Б., Мурдмаа И. О. Глинистые минералы в осадках окраинных морей западной части Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1976, № 5.
Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., «Наука», 1969.
Кутолин В. А. Проблемы петрологии и петрохимии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
Кутолин В. А. Некоторые проблемы петрологии базальтов в связи с их петрохимией.—В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.
Лавренчик В. Н. Глобальные выпадения продуктов ядерных взрывов.—М., Атомиздат, 1965.
Лавров В. М., Николаева В. К., Бараш М. С. Титан в четвертичных отложениях Атлантического океана.—«Океанология», 1973, № 2.
Лаврушин Ю. А., Ренгартен Н. В. Основные черты ледового типа литогенеза.—«Литология и полезные ископаемые», 1974, № 6.
Лаврухина А. К. Изучение поведения ультрамалых количеств элементов.—«Журнал аналит. химии», 1957, т. XII, вып. 1.
Лангсет М. Г. Измерение теплового потока вдоль системы срединноокеанических хребтов.—В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
Ларина Н. И. Горы Тихого океана.—«Океанология», 1975, № 1.
Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Кулакова Л. С. Осадки Каспийского моря. М., «Наука», 1973.
Лебедев Л. М. О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена.—«Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 1.
Лебедев Л. М. Современные металлоносные гидротермы и их рудообразующая деятельность.—В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., «Недра», 1973.
Лебедев Л. М., Бугельский Ю. Ю. Рудоносные термы о. Челекен.—В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968.
Левандюк А. Т., Чередниченко В. П. Состав эоловых песков в зоне газопровода Средняя Азия — Центр.—«Проблемы освоения пустынь», № 1. Ашхабад, 1969.
Левитан М. А., Донцова Е. И., Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Генезис кремней в осадках Тихого океана по данным изотопного состава кислорода и анализ особенностей их распределения.—«Геохимия», 1975, № 5.
Лисицын А. П. К методике изучения галечных отложений открытого моря.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 5, 1951а.
Лисицын А. П. Некоторые данные о распределении грубообломочного материала в современных морских отложениях.—«Докл. АН СССР», 1951б, т. 80, № 6.
Лисицын А. П. Петрографические провинции грубообломочного материала в современных морских отложениях.—«Информ. бюлл. МОИП», 1953, т. 28, вып. 2.
Лисицын А. П. Распределение аморфного кремнезема в донных отложениях западной части Берингова моря.—«Докл. АН СССР», 1955а, т. 103, № 3.
Лисицын А. П. Некоторые данные о распределении взвеси в водах Курило-Камчатской впадины.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 12, 1955б.
Лисицын А. П. К обработке результатов механического анализа морских осадков.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 19, 1956.
Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов.—«Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 2.
Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 29, 1959а.
Лисицын А. П. Новые данные о распределении и составе взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии.—«Докл. АН СССР», 1959б, т. 126, № 4.
Лисицын А. П. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов.—В кн.: Морская геология. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Лисицын А. П. Морские ледовые отложения полярных областей и эпох оледенения и их значение для палеогеографии.—В кн.: Международный геогр. конгресс в Стокгольме, 1960. М., Изд-во АН СССР, 1961а.
Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.—В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море.—В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961в.
Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.—В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961г.
Лисицын А. П. Донные осадки шельфа Антарктиды.—В кн.: Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Лисицын А. П. Распределение и химический состав взвеси в водах Индийского океана.—«Океанологические исследования», № 10. М., «Наука», 1964.
Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., «Наука», 1966а.
Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью.—В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966б.
Лисицын А. П. Распределение кремнезема в четвертичных осадках в связи с климатической зональностью геологического прошлого.—В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966в.
Лисицын А. П. Донные осадки и взвесь Южного океана.—В кн.: Атлас Антарктики, т. 2. Л., Гидрометеоиздат, 1969.
Лисицын А. П. Скорость современного осадконакопления в океанах.—«Океанология», 1971, № 6.
Лисицын А. П. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана.—«Вестник АН СССР», 1973, № 9.
Лисицын А. П. Мощность осадочной толщи на дне океанов.—«Докл. АН СССР», 1974а, т. 217, № 4.
Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974б.
Лисицын А. П. Возраст и состав базальтового ложа океанов.—«Докл. АН СССР», 1974в, т. 217, № 3.
Лисицын А. П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах.—В кн.: Проблемы литоло-

гии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Взвешенный аморфный кремнезем в водах Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 18. М., «Наука», 1968а.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Взвешенное органическое вещество в водах Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 18. М., «Наука», 1968б.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Взвесь в водах Тихого океана.—В кн.: Тихий океан, т. VI. М., «Наука», 1970.

Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Мурдмаа И. О., Серова В. В., Зверинская И. Б., Лукашин В. П., Гордеев В. В. Металлоносные осадки и их генезис.—«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.

Лисицын А. П., Гордеев В. В. О химическом составе взвесей и воды морей и океанов. «Литология и полезные ископаемые», 1974, № 3.

Лисицын А. П., Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н., Кошелев Б. А. Карбонаты в современных осадках Атлантического океана, литология и геохимия.—В кн.: Геохимия Атлантического океана. М., «Наука», 1977.

Лисицын А. П., Канаев В. Ф. Механический анализ грубообломочного материала в судовых условиях.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 19, 1956.

Лисицын А. П., Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Гранулометрический состав донных осадков Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1966, № 2.

Лисицын А. П., Николаев С. Д., Шишкина О. В. Изотопный состав поровых вод металлоносных осадков депрессии Бауэр (Тихий океан).—Тезисы VI Всесоюз. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М., «Наука», 1976.

Лисицын А. П., Петелин В. П. Современные карбонатные осадки холодноводных морей.—«Бюлл. МОИП», 1953, т. 28, вып. 2.

Лисицын А. П., Петелин В. П. Особенности распространения и модификации $CaCO_3$ в донных осадках Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5.

Лисицын А. П., Петелин В. П. Коралловые рифы и связанные с ними осадки.—В кн.: Тихий океан, т. VI, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Лисицын А. П., Чернышева В. И. Каменный материал в донных отложениях северной части Тихого океана.—В кн.: Тихий океан, т. VI, кн. 1. М., «Наука», 1970.

Лисицына Н. А. Генетические типы кор выветривания основных пород влажных тропиков.—«Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5.

Лисицына Н. А. Геохимия коры выветривания основных пород.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968а.

Лисицына Н. А. К вопросу о выветривании кислых пород в условиях влажных тропиков.—«Литология и полезные ископаемые», 1968б, № 4.

Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М., «Наука», 1973.

Лисицына Н. А. Поступление осадочного материала в океаны из кор выветривания разных климатических зон.—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Лисицына Н. А., Богданов Ю. А. Некоторые данные о коре выветривания гранитов о. Маэ (Сейшельские острова).—«Докл. АН СССР», 1968, т. 179, № 6.

Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан.—«Литология и полезные ископаемые», 1976, № 2.

Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Волков И. И., Глаголева М. А., Соколов В. С. Влияние гавайского вулканизма на осадконакопление.—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Бутузова Г. Ю. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан.—В кн.: Палеонтология, морская геология. М., «Наука», 1976.

Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дворецкая О. А., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в осадках северо-западной части Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1973, № 5.

Лисицына Н. А., Дворецкая О. А. Литологический профиль через северо-западную котловину Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1972, № 4.

Лисицына Н. А., Дворецкая О. А., Пушкина З. В., Черкасова Е. В. К геохимии элементов-гидролизатов в осадках Северо-Западной котловины Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1973, № 6.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1974.

Логвиненко Н. В. О некоторых теоретических и методических проблемах литологии.—В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., «Наука», 1975.

Ломоносов И. С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1974.

Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М., «Наука», 1973.

Лубченко И. Ю., Белова И. В. Миграция элементов в речных водах.—«Литология и полезные ископаемые», 1973, № 2.

Лукашин В. Н. Распределение микроэлементов в Индийском океане. Автореф. канд. дисс. М., 1974.

Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии, т. 1,2. М., «Наука», 1972.

Ляхин Ю. И. Насыщенность карбонатом и кальцием вод Тихого океана.—«Океанология», 1968а, № 1.

Ляхин Ю. И. Графический метод определения насыщенности карбонатом кальция вод океана.—«Океанология», 1968б, № 2.

Ляхин Ю. И. Насыщенность карбонатом кальция вод Тихого океана.—«Океанология», 1969, № 1.

Ляхин Ю. И. Насыщенность карбонатом кальция вод Охотского моря.—«Океанология», 1970, № 6.

Ляхин Ю. И. Кальций и магний в водах западной части тропической Атлантики.—«Океанология», 1971а, № 4.

Ляхин Ю. И. Обмены CO_2 между океаном и атмосферой в юго-восточной Атлантике.—«Океанология», 1971б, № 1.

Ляхин Ю. И. Насыщенность вод Атлантического океана карбонатом кальция.—«Океанология», 1972, № 6.

Ляхович В. В., Мотковский О. И. Акцессорные минералы — основные концентраторы редких элементов.—«Минералогический сборник Львовского ун-та», 1969, № 3, вып. 1.

Макдональд Г. Вулканы. М., «Мир», 1975.

Максимович Г. А. О роли атмосферных агентов в переносе растворимых веществ.—«Докл. АН СССР», 1953, т. 92, № 2.

Малеев Е. Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., «Наука», 1975.

Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968.

Мархинин Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры.—В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.

Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М., «Наука», 1967.

Мархинин Е. К., Сапожникова А. М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов.—«Геохимия», 1962, № 4.

Махонько К. П., Малахов О. Г., Нехорошева М. П. Вымывание из атмосферы продуктов деления.—В кн.:

Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., Атомиздат, 1965.
Мейгс П. Распределение на земном шаре аридных и полуаридных климатов.—В кн.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. М., «Наука», 1955.
Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Наука», 1971.
Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
Меро Дж. Минеральные ресурсы океана. М., «Прогресс», 1969.
Метеорология и атомная энергия. Перевод с англ. под ред. Е. К. Федорова. М., ИЛ, 1959.
Метеорологические условия над Тихим океаном.—В кн.: Тихий океан, т. I. М., 1966.
Методы изучения осадочных пород, т. I, II. Л., ГОНТИ, 1958.
Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1966.
Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования.—«Бюлл. МОИП», 1974, № 5.
Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород, т. I,II. М., «Недра», 1968.
Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита.—В кн.: Генезис бокситов. М., «Наука», 1966.
Михайлов Б. М. Кора выветривания Либерийского щита.—В сб.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. М., «Пищевая промышленность», 1969.
Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. М., «Наука», 1969.
Монин А. С. Вращение Земли и климат. Л.,Гидрометеоиздат, 1972.
Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. Л., Гидрометеоиздат, 1974.
Морской атлас, т. II. Издание Главного штаба военно-морских сил, 1953.
Мурдмаа И. О. Изучение терригенно-минералогических комплексов в осадках.—«Труды САЭ», т. 19, 1961.
Мурдмаа И. О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов.—В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Мурдмаа И. О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов.—«Литология и полезные ископаемые», 1968, № 5.
Мурдмаа И. О. Осадкообразование в современных геосинклинальных областях Тихого океана.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
Мурдмаа И. О., Безруков П. Л., Зенкевич Н. Л., Прокопцев Н. Г., Репечка М. А. Извержение подводного вулкана Метис в архипелаге Тонга и его влияние на осадкообразование.—«Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 5.
Мурдмаа И. О., Богданов Ю. А., Серова В. В. Современные осадки зоны Перуанско-Чилийского апвеллинга. «Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.
Мурдмаа И. О., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Вулканогенный обломочный материал в донных осадках современных морей и океанов.—В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси, 1968.
Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта.—«Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 2.
Мурдмаа И. О., Розанова Т. В. Донные отложения впадины Хесса.—«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.
Мурдмаа И. О., Рудник Г. Б., Скорнякова Н. С. Новый морфологический тип глубоководных излияний базальтовой магмы.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 3.
Мухина В. В. Диатомеи во взвеси и в поверхностном слое донных осадков шельфа юго-западной Африки.—В кн.: Микропалеонтология океанов и морей. М., «Наука», 1974.
Мушкетов И. В. Физическая геология. СПб., 1903.
Набоко С. И. Современные фации гидротермально измененных пород.—В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
Набоко С. И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938.—«Труды Лаборатории вулканологии и Камчатской вулканологической станции», вып. 4, 1974а.
Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектономагматической деятельностью.—В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизм. Петропавловск-на-Камчатке, 1974б.
Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1, 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
Невесский Е. Н. Опыт исследования потоков песчаных наносов минералогическим методом.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 20, 1954.
Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., «Наука», 1967.
Неймайр М. Вулканы и землетрясения. СПб., 1902.
Нестерова И. Л. Формы миграции элементов реки Оби.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 2.
Нипкович Д., Хейзен Б. Тефра острова Санторин.—В кн.: Геол. и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеоиздат, 1974.
Павлидис Ю. А., Ионин А. С., Игнатов Е. И., Авельс Суарес О., Льюис Риера М. Условия оолитообразования на мелководьях тропического моря (о. Куба, зал. Батабано). —«Океанология», 1972, № 5.
Павлов Д. И. Об участии хлора в эндогенных процессах.—«Геология рудных месторождений», 1964, № 6.
Павлов Д. И., Рябчиков И. Д. Извлечение железа при взаимодействии с концентрированными растворами в условиях высоких температур и давления.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3.
Панкэм Дм., Флави Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана.—В кн.: Новая глобальная тектоника. М., «Мир», 1974.
Панов Д. Г. Морфология дна Мирового океана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971.
Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.—«Геотектоника», 1969, № 4.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Румянцев О. В. Океаны и геосинклинальный процесс.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 96, № 3.
Перельман А. И., Батулин С. Г. Миграционные ряды элементов в коре выветривания.—В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 22, 1957.
Петелин В. П. Осадки Кроноцкого залива.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 36, 1959.
Петелин В. П. О донных осадках западной части Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Петелин В. П. Новый метод водного механического анализа морских осадков.—«Океанология», 1961, № 1.
Петелин В. П. Гранулометрия разноса терригенных минералов в Охотском море.—В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Петелин В. П. Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана.—«Океанология», 1964, № 6.
Петелин В. П. Особенности формирования минерального состава песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1965, № 4.
Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
Петелин В. П., Алексина И. А. О выборе метода водного механического анализа морских донных осадков.—«Океанология», 1961, № 4.
Петелин В. П., Алексина И. А. Минералогия песчано-алевритовых фракций донных осадков Тихого океана.—В кн.: Тихий океан, т. 6, кн. 1. М., «Наука», 1970.
Петров М. П. Пустыни Земного шара. Л., «Наука», 1973.
Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. Под ред. Дж. Вулларда, Э. Канна, Д. Матьюза. М., «Мир», 1973.
Петрушевская М. Г. Радиолярии в планктоне и в донных осадках.—В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1961.
Петрушевская М. Г. Радиолярии Антарктики (Spumellaria, Nassellaria).—В кн.: Исследование фауны морей, т. IV (XII). М., «Наука», 1967.
Петрушевская М. Г. Радиолярии в донных отложениях Южного океана.—«Океанология», 1973, № 6.
Погосян Х. Г. Общая циркуляция атмосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1972.
Пономарев А. Н. Методы химического анализа минералов и горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1951.
Прохорова Г. А. Влияние водной и эоловой транспортировки на минералогический состав и форму зерен каракумских песков.—«Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР», вып. 4. М., 1960.
Пущаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.—«Геотектоника», 1967, № 5.
Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.—«Труды ГИН АН СССР», вып. 234, 1972.
Пущаровский Ю. М., Афремова Р. А. О структурной позиции зон молодого вулканизма в Тихоокеанском тектоническом поясе.—«Геотектоника», 1967, № 1.
Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. М., «Недра», 1965.
Радиоактивные загрязнения внешней среды. Под ред. В. П. Шведова и С. И. Широкова. М., Госатомиздат, 1962.
Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. М., Атомиздат, 1965.
Радиоактивные частицы в атмосфере. М., Госатомиздат, 1963.
Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964а.
Ратеев М. А. О соотношении аллотигенного и аутигенного глинообразования в различных типах литогенеза.—«Литология и полезные ископаемые», 1964б, № 2.
Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1966, № 3.
Ратеев М. А., Горбунова З. Н., Лисицын А. П., Носов Г. И. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана.—«Океанологические исследования», № 18. М., «Наука», 1968.
Ратеев М. А., Емельянов Е. М., Хеиров М. Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря».—«Литология и полезные ископаемые», 1966, № 4.
Рельеф Земли. Под ред. И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова. М., «Наука», 1967.
Репечка М. А. Влияние пирокластического материала на осадконакопление в Японском море и в северо-западной части Тихого океана.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 4.
Репечка М. А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана. Афтореф. канд. дисс. Владивосток, 1972.
Решетняк В. В. Глубоководные радиолярии Phaeodaria северо-западной части Тихого океана.—«Труды Зоологического ин-та АН СССР. Новая серия», № 94, М.—Л., «Наука», 1966.
Рил Г., Алака М. А., Джордан К. Л., Ренар Р. Д. Струйное течение. М., ИЛ, 1959.
Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
Розанова Т. В. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
Розанова Т. В., Батурин Г. Н. О рудных гидротермальных проявлениях на дне Индийского океана.—«Океанология», 1971, № 6.
Розов Н. Н. Почвенные ресурсы.—«Ежегодник БСЭ», вып. 8, 1964.
Романов А. А. О размерах айсбергов в Восточной Антарктике.—«Инф. бюлл. САЭ», 1973, № 87.
Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).—«Труды Геофиз. ин-та АН СССР», № 3(130), 1949.
Ронов А. Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли.—«Геохимия», 1972, № 3.
Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.—«Геохимия», 1967, № 11.
Руденко М. В. Морфология и строение гор Атлантического океана. Автореф. канд. дисс. М., 1975.
Рудник Г. Б. Магматические и метаморфические породы впадины Хесса.—«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.
Рудник Г. Б., Чернышева В. И. Три типа толеитовых базальтов Срединно-Индийского океанического хребта.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 6.
Рухин Л. Б. Распределение и состав осадочных пород.—В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1958.
Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.
Саватюгин Л. М. О «самообламывании» шельфовых ледников Антарктиды.—«Информ. бюлл. САЭ», 1974, № 89.
Саватюгин Л. М. Об основной причине грандиозных обломов шельфовых ледников Антарктиды.—«Информ. бюлл. САЭ», 1975, № 90.
Саидова Х. М. Распространение и условия обитания современных бентосных фораминифер в Тихом океане.—В кн.: Тихий океан, т. VIII. М., «Наука», 1969.
Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Л., «Недра», 1973.
Сауков А. А. Геохимия. Изд. 3-е. М., Госгеолтехиздат, 1961.
Свальнов В. Н. Этмодискусовые илы восточной части Индийского океана.—«Океанология», 1974, № 5.
Свальнов В. Н., Рудакова А. Н. Состав крупноалевритовой фракции современных осадков восточной части Индийского океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1976, № 2.
Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. Л., Гидрометеоиздат, 1966.

Семина Г. И. Фитопланктон центральной части Тихого океана на разрезе по 174° з. д. Количество клеток фитопланктона.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 71, 1963.

Семина Г. И. Фитопланктон Тихого океана. М., «Наука», 1974.

Сенин Ю. М. Донные осадки и процессы современного осадкообразования на шельфе Западной Африки. Автореф. канд. дисс. М., 1971.

Сенин Ю. М. Климатическая зональность современного осадкообразования на шельфе Западной Африки.—«Океанология», 1974, № 1.

Серова В. В. Некоторые черты минералогического состава взвеси Индийского океана.—«Океанология», 1969, № 3.

Серова В. В., Лисицын А. П., Мурдмаа И. О. Кварц и полевые шпаты в осадках Тихого и Индийского океанов.— «Литология и полезные ископаемые», 1975, № 6.

Сидоренко А. В. Эоловая дифференциация веществ в пустыне.—«Изв. АН СССР, серия геогр.», 1956, № 3.

Сидоренко А. В. Эоловые песчаные отложения и их диагностические признаки.—В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., 1957.

Сидоренко А. В. Литология и генетическая классификация эоловых отложений.—«Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений». Минск, 1961.

Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус). —«Труды Океаногр. ин-та», т. 17, № 29, 1950.

Скопинцев Б. А. Современные достижения в изучении органического вещества океанов.—«Океанология», 1971, № 6.

Скопинцев Б. А. Степень насыщенности воды Черного моря карбонатом кальция.—«Океанология», 1972, № 4.

Скопинцев Б. А. Среднее время пребывания некоторых элементов в воде Черного моря.— «Океанология», 1973, № 6.

Скорнякова Н. С. Донные отложения северо-восточной части Тихого океана.—«Труды Ин-та океанол. АН СССР», т. 45, 1961.

Скорнякова Н. С. Донные осадки.—В кн.: Основные черты геологии и гидрогеологии Японского моря. Под ред. В. Н. Степанова. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Скорнякова Н. С. Марганцевые конкреции в осадках северо-восточной части Тихого океана.—«Докл. АН СССР», 1960, т. 130, № 3.

Скорнякова Н. С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5.

Скорнякова Н. С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.—В кн.: Тихий океан, т. VI, кн. 2. М., «Наука», 1970.

Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О. Литолого-фациальные типы глубоководных (красных) глин Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1968, № 6.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Прокопцев Н. Г., Маракуев В. И. Донные отложения и породы полигона в Южной котловине Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1973, № 1.

Скорнякова Н. С., Петелин В. П. Осадки центрального района южной части Тихого океана.—«Океанология», 1967, № 6.

Смирнов В. И. Рудные богатства Тихоокеанского пояса. Совещание во Владивостоке.—«Вестник АН СССР», 1972, № 1.

Смирнов В. И. О металлогении океана.—«Геология рудных месторождений», 1975, № 1.

Соколова М. Н. Некоторые особенности экологии глубоководных донных беспозвоночных.—В кн.: Достижения океанологии. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Солдатов А. В., Мурдмаа И. О. Минеральный состав осадков впадины Романш.—«Океанология», 1970, № 3.

Солдатов А. В., Харин Г. С., Емельянов Е. М., Сенин Ю. М. Современные терригенно-минералогические провинции Атлантического океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1975, № 6.

Соловьев Д. С. Платформенные магматические формации Восточной Антарктиды.— «Антарктика. Доклады комиссии», вып. 11. М., «Наука», 1972.

Соловьев С. П. Распределение магматических пород в СССР. М., Госгеолиздат, 1952.

Соловьев О. П. Некоторые вопросы химизма магматических горных пород.—«Зап. Всесоюз. минералогического об-ва», 1964, т. 93, вып. 6.

Соловьев О. П. Главнейшие химические особенности основных магматических горных пород СССР.— «Зап. Всесоюз. минералогического об-ва», 1965, т. 94, вып. 6.

Солопов А. В. Оазисы в Антарктиде. Результаты исследований по международным геофизическим проектам.—«Метеорология», 1967, № 14.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.

Старик И. Е., Равич И. Г., Крылов А. Я., Силин Ю. И. Об абсолютном возрасте пород Восточной Антарктиды.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1.

Стародубцев Е. Г., Гордеев В. В. Первичная продукция железа в водах юго-восточной части Тихого океана.—«Океанологические исследования», № 29. М., «Наука», 1976.

Степанов И. Н. О процессах выветривания при ледовом типе литогенеза.—«Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5.

Стомелл Г. Гольфстрим. М., ИЛ, 1963.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. Черное море.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 2.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н. М. К теории геохимического процесса в гумидных зонах.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.

Страхов Н. М. О действительном балансе в современном океане.—«Литология и полезные ископаемые», 1969, № 2.

Страхов Н. М. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1972, № 4.

Страхов Н. М. О генезисе повышенных содержаний элементов в пелагических илах океанов.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1974а, № 3.

Страхов Н. М. Срединно-океанические поднятия как источник рудных компонентов.—«Литология и полезные ископаемые», 1974б, № 3.

Страхов Н. М. Геохимическая асимметрия Тихоокеанских отложений, ее причины и генезис.—«Литология и полезные ископаемые», 1974в, № 1.

Страхов Н. М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли.—«Литология и полезные ископаемые», 1976, № 6.

Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Ши-

шова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в северо-западной котловине Тихого океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1973, № 3.
Страхов Н. М., Нестерова И. Л. О влиянии вулканизма на геохимию морских отложений на примере Охотского моря.—В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М., «Наука», 1968.
Стыро Б. И. Вопросы ядерной метеорологии. Вильнюс, 1966.
Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли 1 : 10 млн. Под ред. Ю. М. Пущаровского, Г. Б. Удинцева. ГУГК, 1970.
Тейлор С. Геохимия андезитов.—В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972.
Тейс Р. В., Найдин Д. П. Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., «Наука», 1973.
Тихий океан. Батиметрическая карта масштаба 1:25 000 000. М., 1963.
Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане, кн. 1, 2. М., «Наука», 1970.
Тораринссон С. Срединная зона Исландии.—В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
Тримонис Э. С. Современное осадкообразование в Черном море. Автореф. канд. дисс. М., 1972.
Тримонис Э. С. Некоторые особенности современного карбонатонакопления в Черном море.—«Океанология», 1973, № 5.
Успенский В. А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распределении углерода в земной коре. М., Гостоптехиздат, 1956.
Федорович Б. А. Зональность эолового рельефообразования.—В кн.: Развитие и преобразование географической среды. М., «Наука», 1964.
Федорович Б. А. Основные закономерности эолового рельефообразования в песчаных пустынях.—«Изв. АН СССР, серия геогр.», 1970, № 1.
Фетт В. Атмосферная пыль. М., ИЛ, 1961.
Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
Фор Г., Дж. Пауэлл. Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974.
Фридлянд В. М. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М., «Наука», 1964.
Фукс Н. А. Успехи механики аэрозолей.—В кн.: Итоги науки. Химические науки, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1961.
Хаин В. Е. Место процессов океанообразования в тектонической истории Земли.—В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
Хворова И. В. Особенности изучения карбонатных пород.—В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Хилл М. Л. Система Сан-Андреас Калифорнии и Мексики.—В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970.
Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов.—«Труды Лаборатории вулканологии АН СССР», вып. 19, 1961.
Холодов В. Н. О роли мантийного вещества в осадочном рудообразовании.—«Литология и полезные ископаемые», 1975, № 6.
Хорн Р. Морская химия. М., «Мир», 1972.
Хрусталев Ю. П., Щербаков Ф. А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону, 1974.
Цыганенко А. Ф. География почв. Изд-во ЛГУ, 1972.
Чайников В. И., Черныш В. Н., Волкова Т. И. Вулканический пепел в осадках Японского моря.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1971, № 9.
Чердынцев В. В. Ядерная вулканология. М., «Наука», 1973.
Чернышева В. И., Мурдмаа И. О. Проявление зеленокаменного метаморфизма в магматических породах срединно-океанских хребтов.—В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972.
Чирвинский П. Н. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Львов, 1953.
Чумаков В. Д. О содержании взвешенного кремния в морской воде.—«Труды САЭ», № 19, 1961.
Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. Автореф. докт. дисс. М., 1975.
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Чухров Ф. В. О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений.—«Геология рудных месторождений», 1964, № 1.
Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969.
Шимкус К. М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
Шмулович К. И. Распределение окислов петрогенных элементов в современных эффузивах Курильских островов.—В сб.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
Шокальская Э. Ю. Почвенно-географический очерк Африки. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
Шумский П. А. Оледенение Антарктики.—В кн.: Основные итоги изучения Антарктики за 10 лет. М., «Наука», 1967.
Шурко И. И. Терригенно-вулканогенные минералы в современных осадках северной Атлантики.—«Докл. АН СССР», 1966, т. 171, № 3.
Шурко И. И. Минералогические зоны и провинции в осадках Атлантического океана.—«Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4.
Шутов В. Д. Минеральные парагенезы граувакки. Автореф. докт. дисс. М., 1973.
Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.
Щербаков Ф. А., Шевченко А. Я. Особенности состава глинистой части современных прибрежно-морских отложений.—В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 3. Изд-во МГУ, 1972.
Эпштейн О. Г. Литология и условия образования верхнепермских ледово-морских отложений южной части Яно-Колымской складчатой области. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
Эрлих Э. Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции. М., «Наука», 1968.
Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973.
Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965.
Якубов Т. Ф. Ветровая эрозия почв и борьба с ней. М., Сельхозгиз, 1964.
Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.—«Геотектоника», 1965, № 5.
Яншин А. Л. Вулканизм и осадочное рудообразование.—«Бюлл. МОИП», 1968, т. 43, вып. 4.

Adelseck C. G., Berger W. H. On the disssolution of planctonic foraminifera and associated microfossils during settling and on the sea floor.— In: Dissolution of deep-sea carbonates.— Sclater W. V. Be A. W. a. Berger W. H. (Eds). Cushman Found. Spec. Publ., Lawrence, 1975, N 13.
Alderman A.R. Aspects of carbonate sedimentation.— Geol. Soc. Australia. J. 1959, v. 6, p. 1—10.

Alderman A. R., Skinner H. C. Dolomite sedimentation on the south-east of South Australia.— Amer. J. Sci., 1957, v. 255, p. 561—567.
Allen J. K. Mixing at turbidity current heads and its geological implication.— J. Sediment. Petrol., 1971, v. 41, N 1.
Ambach W., Dansgaard W. Fallout and climate studies on firn cores from Cattlfour, Greenland.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 8, N 4,
Andersen A., Bjerrum L. Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt.— Marine Geotechn. Intern. Res. Conf. Urbana, 1967.
Anderson J. B. The marine geology of the Weddell Sea. Unpubl. Diss. Dep. Geol. Florida State Univ., Tallhassee, 1972.
Anderson R. N., Sclater J. G. Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5°S and 20 °S.— Earth and Planet Sci. Lett., 1970, v. 9, p. 348.
Andřée K. Geologie des Meeresbodens, Bd 2. Bornträgen, Leipzig, 1920, 689 S.
Angino E. A., Andews R. S. Trace elements chemistry, heavy minelars and sediment statistics of Weddell sea sediments.— J. Sediment. Petrol., 1968, v. 38, N. 2.
Armstrong P. A., Atkins W. M. The suspended matter of sea water.— J. Marine Biol. Assoc. U. K. 1950, v. 29, N. 1.
Arrhenius G. Origin and accumulation of alumosilicates in the ocean.— Tellus, 1956, v. 3.
Arrhenius G. Sedimentation on the ocean floor.— In: Researches in geochemistry, N. Y., Wiley, 1959.
Arrhenius G. Geological record on the ocean.— In: Oceanography Publ. N 67. Amer. Assoc. Advances. Sci. Washington, 1961, p. 129—148.
Arrhenius G. Pelagic sediments.— In: The sea, ideas and observations on progress in the studiy of the seas. (Ed. M.N.H. ll.) Vol. III. N. Y., Wiley and sons. L., 1963.
Arrhenius G. Sedimentary record of long-period phenomena.— In: Advances in Earth science. P. M. Hurley (Ed.). MIT Press, 1965.
Arrhcnius G., Bonatti E. The Mesa Verde Loess.— Soc. Amer. Archeol. Mem., 1965, v. 18.
Arrhenius G., Bonnatti E. Neptunism and volcanism in the ocean. — In: Progress in oceanography, v. 3. (M. Sears Ed.). N. Y., Pergamon Press, 1965, p. 7—22.
Arrhenius G., Kjellberg G., Libby W. E. Age determination of Pacific chalk ooze radiocarbon and titanium content.— Tellus, 1951, v. 3, N 4.
Assaf G. Emanated products as a role of atmospheric transport. — Tellus, 1969, v. 21, p. 820.
Aston S. K., Chester K., Johnson L., Padgham R. C. Eolian dust from the lower atmosphere of the Eastern Atlantic and Indian oceans, China Sea and Sea of Japan.— Marine Geol., 1973, v. 14, N. 1
Baker P. E. Comparation volcanology and petrology of the Atlantic island areas.—Bull. Volcanol., 1968, t. 32, p. 186—206.
Bäcker H., Richter H. Die rezente hydrothermol-sedimentire Lagerstätte Atlantic II Tief im Rotten Meer.— Geol. Rundschau, 1973, Bd. 62, S. 697—741.
Ballard R. D., Bryan W. B., Heirtzler Y. R., Keller G., Moore Y. G., van Andel Tj. Manned Submersible observations in the FAMOUS area: Mid-Atlantik Ridge.— Sci. 1975, vol. 190, N 4210.
Bass M. N. Variable abyssal basalt populations and their relation to sea-floor spreading rates.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. II, p. 18—22.
Baumann A., Richter H., Schoell M. Suakin Deep: brines and hydrothermal sediments in the deepest part of the Red Sea.—Geol. Rundschau, 1973, Bd. 62, H. 3, S. 684—697.
Barnes S. Minor elements composition of ferromanganese nodules.—Science, 1967, v. 157, p. 63—65.
Barret E., Brodin G. The activity of the Scandinavian precipitation.—Tellus, 1955, v. 7.
Barth T. F. On the distribution of oxygen in the lithosphere.—J. Geol., 1948, v. 56, p. 41—49.
Baseline studies of pollutants in the marine environment and research recomendations.—IDOE Baseline Conf., May 24 –2[illegible], 1972.
Bates J. Heavy mineral recognnaissance Florida west coast.—Econ. Geol., 1963, v. 58, N 8.
Be A. W. H. Ecology of recent planctonic foraminifera.— Micropaleontology, 1959, v. 5, N 1.
Be A. W. H. Ecology of recent planctonic foraminifera. Pt 2. Bathymetric and seasonal distribution in Sargasso Sea off Bermuda.— Micropalaeontology, 1960, v. 6, N 4.
Be A. W. H. Some observations on Arctic planctonic foraminifera.—Cushman Found. Foraminiferal, 1960, v. 11, pt 2.
Be A. W. H. Foraminifera. Fishes. D'indetification du zooplancton. Danemark, 1967.
Be A. W. H. Shell porosity of recent planctonic foraminiferas, as a climatic index.—Science, 1968, v. 161, N 3844, p. 881—884.
Be A. W. H. Donk J. Oxygen-18 studies of recent planctonic foraminifera.—Science, 1971, v. 173, p. 167—168.
Be A. W. H. Forns J. M., Roels O. A. Plancton abundance in the North Atlantic.—In: Fertility of sea. D. Costlow (Ed.). N. Y., 1971.
Be A. W. H., Hamlin W. H. Ecology of recent planctonic foraminifera. Pt 3. Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962.—Micropaleontology, 1962, v. 13 (1), p. 87—106.
Be A. W. H., McIntyre A., Berger D. L. Shell microstructure of the planctonic foraminifera Globorotalia menardii (d'Orbigny).—Eclogae geol. helv., 1966, v. 59, N 2, p. 885—896.
Be A. W. H., Morse J. W., Harrison S. M. Progressive dissolution and ultrastructural breakdown of planctonic foraminifera. —In: Dissolution of deep-sea carbonates. Cushman Found. Spec. Publ., N 13. Lawrence, 1975.
Be A. W. H., Tolderlund D. S. Distribution and ecology of living planctonic foraminiferas in surface waters of the Atlantic and Indian oceans.—In: The micropalaeontology of oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge. Univ. Press, 1971, p. 105—149.
Bell D. L. A comparative study of glauconite and the associated clay fraction in modern marine sediments. Thesis M. Sc. Florida State Univ., 1966.
Bender M., Broecker W., Gronitz V., Middel U., Kay K., Sun S., Biscaye P. Geochemistry of three cores from the East Pacific Rise.—Earth and Planet Sci. Lett., 1971, v. 12, p. 425—433.
Bender M. L., Schultz C. The distribution of trace metals in cores from a traverse across Indian ocean.—Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, N 2, p. 292—297.
Ben Yair M. Studies of the mineralogy of Israel soils.— Bull. Res. Council Israel, 1959, v. 8G, p. 156.
Ben-Yaakov S., Kaplan I. R. Deep-sea calcium carbonate saturometry.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 722—731.
Ben-Yaakov S., Ruth E., Kaplan I. R. Carbonate compensation depth: relation to carbonate solubiblity in ocean waters.—Science, 1974, v. 184, p. 982—984.
Berger W. H. Foraminiferal ooze. Solution at depths.— Science, 1967, v. 156, p. 383—385.
Berger W. H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation.—Deep-Sea Res., 1968, v. 15, p. 31—43.
Berger W. H. Radiolarian skeletons: solution at depths.— Science, 1968, v. 159 (3820), p. 1237—1239.
Berger W. H. Planctonic foraminifera: selective solution and lysocline.—Marine Geol., 1970, v. 8, p. 111—138.
Berger W. H. Ecologic patterns of living planktonic Foraminifera.—Deep-Sea Res., 1969, v. 16, p. 1—24.

Berger W. H. Planktonic foraminifera: selective solution and lysocline.—Marine Geol., 1970, v. 8, p. 111.
Berger W. H. Sedimentation of planctonic foraminifera.—Marine Geol., 1971, v. 11, p. 325—358.
Berger W. H. Deep-sea carbonates: dissolution facies and age-depth constancy.—Nature, 1972, v. 236, p. 392—395.
Berger W. H. Cenozoic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, p. 1941—1954.
Berger W. H. Cenozoic sedimentation in the Eastern tropical Pacific.—Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 84, p. 1941—1945, 1973.
Berger W. H. Deep-sea carbonates: Pleistocene distribution cycles.—J. Foraminiferal Res., 1973, v. 3, p. 187—195.
Berger W. H. Deep-sea sedimentation.—In: Geology of continental margins. C. Burk and C. Drake (Eds). N. Y., Springer, 1974.
Berger W. H. Deep-sea carbonates: dissolution profiles from foraminiferal preservation.—In: Dissolution of deep-sea carbonates. Cushman Found. Spec. Publ. N 13. Lawrence, 1975.
Berger W. H., Winterer E. L. Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line.—In: Pelagic sediments on land and under the sea. Hsu K. J. and H. C. Jenkins (Eds). Spec. Publ., N 1. Intern. Assoc. Sedimentologists. Oxford, 1974, p. 11—48.
Berner R. A. Diagenesis of carbonate sediments: interaction of magnesium in sea water with mineral grains.—Science, 1969, v. 153, p. 188—191.
Berner R. A. Principles of chemical sedimentology. N. Y., McGrow Hill, 1971, 300 p.
Berner R. A. Phosphate removal from seawater by absorption on volcanogenic ferric oxides.—Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 18, p. 77—86.
Berner R. A., Berner E. K., Kier R. S. Aragonite dissolution on the Bermuda pedestal, its depth and geochemical significance.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 30, p. 169—178.
Berner R. A., Morse J. W. Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater.—Amer. J. Sci., 1974, v. 274, p. 108—134.
Bertine K. K., Keene J. B. Submarine barite-opal rocks of hydrothermal origin.—Science, 1974, v. 188, p. 150—152.
Bien G. S., Contois D. E., Thomus W. H. The removal of soluble silica from fresh water entering the sea.—In: Silica in sediments. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ., N 7. Tulsa, 1959, p. 20—35.
Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans.—Bull. Geol. Soc. of America, 1965, v. 76, p. 803—832.
Biscaye P. E. Rubidium-strontium «apparent ages» in deep-sea sediments: Atlantic ocean.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973,
Biscaye P., Be A., Ellis D., Gardnen J., Kellog T., McIntyre A., Prell W., Roche M., Venkatarathnam K. Holocene vs. glacial (17000 yrs B. P.) patterns of sedimentation in the Atlantic Ocean.—Geol. Soc. America. 1973. Annual Meet. Abstr., 1972, v. 5, N 7, p. 551.
Biscaye P. E., Dasch E. J. The rubidium-strontium-isotope system in deep-sea sediments, Argentine Basin.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 21, p. 5087—5096.
Bischoff J. L. Red Sea geothermal brine deposits: their mineralogy, chamistry and genesis.—In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. E. Degens, D. Ross (Eds). N. Y., Springer, 1969.
Bischoff J. L., Dickson F. W. Seawater-basalt interaction at 200 C and 500 bars: implications for origin seafloor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, N 3.
Bischoff J. L., Manheim F. T. Economic potential of the Red Sea heavy metal deposits.—In: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. N. Y., Springer, 1969.
Bjornssen S. S., Andersoon S., Tomass J. Economic evaluation of the Reykjanes thermal brine area.—Amer. Assoc. Geologists, 1972, v. 56, N 12.
Blatt H. Determination of mean sediment thickness in the earth's crust. A sedimentologic method. Geol. of Amer. Bull., vol. 81, p. 255—262, 1970.
Blatt H. and Yones R. L. Proportions of exposed igneons, metamorphic and sedimentary rocks.— Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 86, p. 1085—1088, 1975.
Boggild O. B. The shell structure of the molluskes.—Kgl danske vid. selskab. skr. Naturvid. og mat. afd., ser. 2, 1930, p. 233—326.
Bonatti E. Zeolites in Pacific pelagic sediments.—Trans. N. Y. Acad. Sci., ser. 2, 1963, v. 25, N 8, p. 938—948.
Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.—Bull. Volcanol., 1965, t. 28.
Bonatti E. Mechanism of deep-sea volcanism in the South Pacific.—In: Researches in geochemistry, v. 2. P. H. Abelson (Ed.). N. Y., Wiley, 1967.
Bonatti E., Arrhenius G. Eolian sedimentation in the Pacific off Northern Mexico.—Marine Geol., 1965, v. 3, p. 337—348.
Bonatti E., Honnorez J., Joensuu O., Rydell H. Submarine iron deposits from the Mediterranean Sea.—In: Mediterranean Sea: A natural sedimentation laboratory. D. Stanley (Ed.). Stondsburg, 1972a.
Bonatti E., Joensuu O. Deep-sea iron deposits from the South Pacific.—Science, 1966, v. 154, p. 643—645.
Bonatti E., Kraemer T., Rydell H. Classification of submarine iron-manganese deposits.—In: Ferromanganese deposits on the ocean floor. D. Horn (Ed.). N. Y., IDOE Publ., 1972b.
Bonatti E., Nayudu Y. R. The origin of manganese nodules on the ocean floor.—Amer. J. Sci., 1965, v. 263.
Bonis S., Bohnenberger O., Stoiber R. E., Decker K. W. Age of pumice deposits in Guatemala.—Bull. Geol. Soc. America, 1966, v. 77, N 2, 3, p. 211—212.
Borchardt G. A., Norgren J. A., Harward M. E. Correlation of ash layers in peat bogs of Eastern Oregon.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, p. 3101—3108.
Bostrom K. Submarine volcanism as a source for iron.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, p. 348.
Bostrom K. The origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments.—Acta Univ. Stockholmensis. Stockholm-Contrib. Geol., 1973, v. 27, N 2.
Bostrom K., Farquharson B. F., Eyl W. Submarine hot springs as a source of active ridge sediments.—Chem. Geol., 1971, v. 10, 189.
Bostrom K., Fisher D. Volcanogenic uranium, vanadium and iron in Indian ocean sediments.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 11, p. 95—98.
Bostrom K., Joensuu O., Voldes S., Riera M. Geochemical history of South Atlantic ocean sediments since Late Cretaceous. —Marine Geol., 1972, v. 12, N 2.
Bostrom K., Kraemer T., Garthner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica Al, Ti, Fe, Mn, Ca, Ni and Co in pelagic sediments.—Chem. Geol., 1973, v. II, p. 123—148.
Bostrom K., Peterson M. N. A. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific rise.—Econ. Geol., 1966, v. 61, p. 1258—1265.
Bostrom K., Peterson M. N. A., Joensuu O., Fisher D. E. Aluminium-poor ferromanganoan sediments on active oceanic rises.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 3126.
Bouma A. H. Sedimentology of some flysh deposits. Amsterdam, Elsevier, 1962.

Bowles F. A., Jack K. N., Carmichael J. S. Investigation of deep-sea volcanic-ash layers from Equatorial Pacific cores.—Bull. Geol. Soc. America. 1973, v. 84, p. 2371—2388.

Bradshaw J. S. Ecology of living planctonic Foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean.—Contribs. Cushamn Found. Foraminiferal Res., 1959, v. 10 (2), p. 25—64.

Bramlette M. N. Significance of Coccolithophorids in calcium carbonate deposition.—Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69, p. 345.

Bramlette M. N. Pelagic sediments.—In: Oceanography. Amer. Assoc. Advances Sci. Publ., v. 67. Washington, 1961, p. 345—366.

Bramlette M. N., Bradley M. N. Lithology and geological interpretations in geology and biology of North Atlantic deep-sea cores.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1942, v. 196, p. 1—34.

Bramlette M. N., Riedel W. R. Stratigraphy of deep-sea sediments of the Pacific. Sea.—1st Intern. Oceanogr. Congr. Washington, 1959, Preprints.

Brar S. S., Nelson D. M., Kline L. R., Gustafson P. F., Kanabrocki E. L., Moore C. E., Hattori D. M. Instrumental analysis for trace elements present in Chicago area surface air.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 15.

Brian M. B. Coral Sea drift pumice stranded in Island Tonga in 1969.—Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, N 10.

Briecker O. P., Prospero J. M. Airborne dust on the Bermuda Islands and Barbados. Abstr. M 99.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50 (4), p. 176.

roecker W. S. A kinetic model for the chemical composition of sea water.—Quatern. Res., 1971, v. I, p. 188 207.

Broecker W. S., Gerard R. D., Ewing M., Heezen B. C. Geochemistry and physics of oceans circulation.—In: Oceanography. M. Sears (Ed.). Washington, Amer. Assoc. Adv. Sci., 1961.

Broecker W. S., Takahashi T. Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks.—J. Geophys. Res., 1966, v. 71, p. 1575—1602.

Broecker W. S., Turekian K. K., Heezen B. C. The relation of deep-sea sedimentation rates to variations in climate.—Amer. J. Sci., 1958, v. 256, p. 503—517.

Broecker W. S., Van Donk J. Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep-sea cores.—Rev. Geophys. and Space Physics, 1970, v. 8, p. 169—198.

Brothers R. N. Petrochemical affinities of volcanic rocks from the Tonga-Kermadek island area, Southwest Pacific.—Bull. Volcanol., 1970, t. 34, p. 7—37.

Brotzen O. The average igneous rock and the geochemical balance.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, v. 30, p. 863—868.

Brown W. F. Volcanic ash leyer the Caribbean, June 1951. Mouthly Wether Review, vol. 80, N 4, p. 59—62, 1952.

Brucker W., Morgan H. Heavy mineral distribution on the continental shelf off Accra.—In: Developments in sedimentology. Van Straaten (Ed.). Amsterdam, Elsevier, 1964.

Bryan W. B. Low-potash dacite drift pumice from the Coral Sea.—Geol. Mag., 1968, v. 105, p. 431—439.

Bryan W. B. Mineralogy of Coral Sea drift pumice.—Carnegie Inst. Yearbook, 1970, N 68, p. 187—190.

Bryan W. B. Coral Sea drift pumice stranded on Eua Island, Tonga in 1969.—Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, N 10.

Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A. Geology, petrography and geochemistry of the volcanic island of Tonga.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 8.

Bryson R., Baerries D. A. Possibillities of major climatic modification and their implications: Northwest India, a case for study.—Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1967, v. 48, p. 136—142.

Buringh P. Soils and soil conditions in Iraq. Bagdad, 1960.

Burnett W. C. Trace element geochemistry of biogenic sediments from the western Equatorial Pacific.—Pacific Science, 1975 a, v. 29, N 2.

Burnett W. C. Geochemical evidence for hydrothermal metallogenesis in Bauer Deep: South-Eastern Pacific.—Nature, Phys., Sci., 1975 б.

Burton J. D., Liss P. O., Venngopalan V. K. The behavior of dissolved silicon during estuarine mixing.—J. Conseil perman. intern. explorat. mer., 1970, v. 33, N 2, p. 134—140.

Butze H. Valaströme und Aschenregen. Leipzig, 1955.

Calcification in physiology and biochemistry of algae. J. C. Lewin (Ed.). N. Y., Acad. Press, 1962.

Calvert S. E. Accumulation of diatomiceous silica in the sediments of Gulf of California.—Bull. Geol. Soc. America, 1966, v. 77, p. 569—596.

Calvert S. E. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments.—In: Pelagic sediments on land and under the sea. Sedimentologists. Spec. Publ. N 1 Intern. Assoc. K. J. Hsü and H. C. Jenkins (Eds). Oxford, 1974.

Calvert S. E., Price N. B. Recent sediments of the South West African Shelf.—In: The geology of the East Atlantic continental-margin. F. M. Delany (Ed.). Inst. Geol. Sci. Rept., N 70. London, 1970.

Caroll D. Mineralogy of some Australian desert soils.—J. Sediment. Petrol., 1952, v. 22, N 3.

Caroll D. Clay minerals in Arctic Ocean Sea floor deposits.—J. Sediment. Petrol., 1970, v. 40 (3), p. 814—821.

Casey R. E. Distribution of polycystine Radiolaria in the oceans in relations to physical and chemical conditions.—In: The micropalaeontology of oceans. B. Funnel, W. R. Riedel (Eds). Cambridge Univ. Press, 1971.

Castertano L. General characteristics of active Andean volcanes and a summary of their activities during recent centuries.—Bull. Seismol. Soc. America, 1963, v. 53, p. 1415—1433.

Catalogue of the active volcanes of the world. Intern. Assoc. Volcanol. Rome, 1962.

Chambers L. S., Milton J. F., Chenal C. E. A comparison of particulate loadings in the atmospheres of certain American cities.—Third Nat. Air Pollution Sympos. Passadena, California, 1955.

Chapman R. W. Calcareus duricrustion in Al-Hasa, Saudi Arabia. —Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, N 1, p. 119—130.

Chave K. E. Aspects of the biogeochemistry of magnesium.—J. Geol., 1954, v. 62, p. 266—283, 587—599.

Chave K. E., Mackenzie F. T. A statistical technique applied to the geochemistry of pelagic muds.—J. Geol., 1961, v. 69.

Chen C. Pteropod ooze from Bermuda pedestal.—Science, 1964, v. 144, p. 60.

Chen C. Distribution of shell-bearing pteropods in oceans.—In: The micropalaeontology of oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge, Univ. Press, 1971a.

Chen C. Occurence of pteropods in pelagic sediments.—In: The micropalaeontology of oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge Univ. Press, 1971.

Chepil W. S. Sedimentary characteristics of dust storms. Composition of suspended dust.—Amer. J. Sci., 1957, v. 255, p. 206—213.

Chesselet R., Morreli J., Menard P. Some aspects of the geochemistry of marine aerosols.—Nobel Sympos. 20, Pergamon Press, Lond. 1971.

Chester R. Elemental geochemistry of marine sediments.—Chemical Oceanography, v. 2. London, Acad. Press, 1965.

Chester R. Geological, geochemical and environmental implications of the marine dust veil.—In: The changing chemistry of the oceans. D. Dyrssen and D. Jagner (Eds). Uppsala, 1972.

Chester R., Elderfield H., Griffin J. Dust transport in the northeast and southeast trade winds of the Atlantic Ocean.—Nature, 1971, v. 233, p. 474—476.

Chester R., Elderfield H., Griffin J., Johnson L. R., Padgham R. C. Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic ocean.—Marine Geol., 1972, v. 13 (2), p. 91—105.

Chester R., Huges M. J. The distribution of manganese, iron and nickel in a North Pacific deep-sea clay core.—Deep-Sea Res., 1966, v. 13, N 4.

Chester R., Johnson L. R. Atmosphere dust collected off the West African coast.—Nature, 1971a, v. 229, p. 105—107.

Chester R., Johnson L. R. Trace element geochemistry of North Atlantic aeolian dust.—Nature, 1971b, v. 231, p. 176—178.

Chester R., Stoner J. The distribution of Mn, Fe, Cu, Ni, Co, Ga, Cr, V, Ba, Sr, Sn, Zn and Pb in some soilsized particulates from the lower troposphere over the world ocean.—Marine Chem., 1974, v. 2, N 3, p. 157—188.

Clague D. A., Dalrymple G. B. Age of Koko seamount, Emperor seamount chain.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 17, p. 411—415.

Clarke F. W. Data of geochemistry. 5th ed. Bull. U. S. Geol. Surv., 1924, N 770.

Clarke F. W., Washington H. S. The composition of the earth crust. U. S. Interior Geol. Surv. Profess. Paper, N 127, 1924.

Clayton R. N., Rex R. W., Syers J. K., Jackson M. L. Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific pelagic sediments.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, p. 3907—3915.

Cloud P. E. Environment of calcium carbonate deposition, West Andros Islands, Bahama.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1962, N 350, p. 138.

Coats R. B. Magma type and crustal structure of the Atlantica Arc.—Amer. Geophys. Union. Monogr., 1962, N 6, p. 92—109.

Cole J. W. Description and correlation of holocene volcanic formations region.—Trans. Roy. Soc. N. Z. Earth. Sci., 1970, v. 8, N 7.

Conolly J. K., Ewing M. Pleistocene glacial-marine zones in North-Atlantic deep-sea sediments.—Nature, 1965. v. 208, N 5006, p. 135.

Conolly J. K., Ewing M. Mineralogy and provenance of the Puerto Rico trench sediments.—Spec. Paper Geol. Soc. America, 1965, N 82, p. 31.

Conolly J. K., Ewing M. Ice-rafted detritus as a climatic indicator in Antarctic deep-sea cores.—Science, 1966, v. 150, p. 1822—1824.

Conolly J. K., Ewing M. Ice-rafted detritus in Northeast Pacific deep-sea sediments.—Mem. Geol. Soc. America, 1970, v. 126, p. 219.

Cook H. E., Rex R. W., Eklund W. A., Murray B. X-ray mineralogy studies. Initial Report of the Deep-Sea Drilling Project. Leg VII. Washington, 1971.

Coombs D. S., Landis C. A. Pumice from the South Sandwich eruption of March 1962, reaches New Zealand.—Nature, 1966, v. 209, p. 289—290.

Coombs J., Volcani B. E. Studies on the biochemistry and fine structure of silica shell formation in diatoms.—Planta, 1968, v. 82, p. 280—292.

Copin-Montegut C. and *Copin-Montegut G.* Chemical analysis of suspended particulate matter collected in the northeast Atlantic. Deep-Sea Res. 19, p. 445—452, 1972.

Corliss J. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 33.

Correns C. W. Die Sedimente des aquatorialenAtlantischen Oceans.—Dtsch. Atlant. Exped. «Meteor» 1925—1927. Wiss. Erg., 1937, Bd 3, Tl. 3, S. 135—298.

Correns C. W. Pelagic sediments of the North Atlantic Ocean.—In: Recent marine sediments. P. D. Trask (Ed.). Tulsa, 1939.

Correns C. W., Schott W. Die sedimente des aquatorialen Atlantischen Ozeans. Meteor, Ed. 3, Lf. 1, 2, 298 p. de Gruyter. Berlin-Leipzig, 1935 und 1937.

Cosmic dust. F. Whipple (Ed.). —Ann. N. Y. Acad. Sci., 1964, v. 119, pt 1, p. 1—368.

Cox A., Dalrymple G. B. Paleomagnetism and potassium-argon ages of some volcanic rocks from the Calapagos Islands.—Nature, 1966, v. 209, p. 776—777.

Graig H. Abyssal carbon-13 in South Pacific.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 3, p. 691—695.

Creager J. S., McManus D. A. Marine geology of continental shelf north of Bering strait.—Tenth Pacif. Sci. Congr. Abstrs. Honolulu, 1961.

Creager J. S., Sternberg R. W. Some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf.—In: Shelf sediment transport. Swift, Drake and Pilkey (Eds). 1972.

Cronan D. S. Inter-element associations in some pelagic deposits.—Chem. Geol., 1969a, v. 5, N 2.

Cronan D. S. Average abundance of Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Pb, Mo, V, Cr, Ti and P in Pacific pelagic clays.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969b, v. 33, N 12.

Cronan D. S. Basal ferrigenous sediments cored during Leg 16, DSDP.—Initial Reports, 1973, v. 16, p. 605.

Cronan D. S., Garrett D. E. Distribution of elements in metalliferous Pacific sediments collected during the Deep-Sea Drilling Project.—Nature Phys. Sci., 1973, v. 242, p. 88—89.

Cronan D. S., Van Andel T. H., Heath G. R., Dinkelman M. G., Bennett, Buckry D., Charleston S., Kaneps, Rodolfo K. S., Yeats K. S. Iron-rich sediment from the Eastern Equatorial Pacific, Leg 16, DSDP.—Science, 1972, v. 176, N 4017.

Cronin F. J. Recent volcanism and the stratosphere.—Science, 1971, v. 172, p. 847.

Crossland C. Coral Reefs of Tahiti, Moorea and Rarotonga.—J. Zool. and Limnol. Soc., 1928, v. 36.

Curray J. R. Late Quaternary sea level: A discussion.—Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, p. 1707—1712.

Curray J. R. Transgressions and regressions.—In: Papers in marine geology. R. L. Miller (Ed.). N. Y., Macmillan, 1963.

Curray J. R. Late Quaternary history, continental shelves of the United States.—In: The Quaternary of the United States. H. E. Wright, D. G. Frey (Eds). Princeton Univ. Press, 1965.

Curray J. R., Moore D. G. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation of Himalayas.—Geol. Soc. of Amer. Publ., 1974, v. 82, p. 563—572.

Curtis W. F., Culbegtson J. D., Chase E. B. Fluvial-sediment discharge to the oceans from the conterminous United States.—U. S. Geol. Surv. Circ. 1973, v. 670, p. 17.

Daly R. A. Igneous rocks and the depths of the Earth. N. Y., McGraw-Hill, 1933.

Daly R. A. Origin of submarine canyons.—Amer. J. Sci., ser. 5, 1936, v. 31, N 186.

Daly R. A. Coral reefs. A review.—Amer. J. Sci., 1948, v. 246, p. 193—207.

Damuth J. E., Kumar N. Amazon cone: morphology, sediments age and growth pattern.—Geol. Soc. of Amer. Publ., 1975, v. 86, p. 863—878.

Danckelman A. Die Nature des Harmattastaubes in Togo.—Meteorol. Z., 1913, Bd. 30, S. 448.

Dangeard L., Lansonneur C., Minniot C. Les courants de turbidite, les conless bonenses et les glissements resultats d'experience.—C. r. Acad. sci., sér. D, 1965, v. 261, N 10.

Darley W. M., Volcani B. E. Role of silicon in diatom metabolism.—Expl Cell Res., 1969, v. 58, p. 334—342.

Darwin C. An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic ocean.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1846, v. 2, p. 26—30.

Dasch E. J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments and sedimentary rocks.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1969, v. 33, p. 1521—1552.

Dasch E. J., Biskaye P. E. Isotopic composition of strontium in Cretaceous to Recent pelagic foraminifera.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 11, p. 201—204.

Dasch E. J., Dymond J. R., Heath G. R. Isotopic analysis of metalliferous sediment from the East Pacific Rise.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 13, p. 175—180.

Dasch E. J., Hills F. A., Turekian K. K. Strontium isotopic in deep-sea sediments.—Science, 1966, v. 153, p. 295—297.

Davidson B., Frien J. P., Seitz H. Numerical models of diffusion and rainout of stratospheric radioactive materials.—Tellus, 1966, v. 18, N 2—3.

Dayton P. K. Kelp communities of southern South America.—Antarctic J., 1974, v. 11, N 1.

Degenhardt H. Untersuchungen zur geochemischen verteilung des Zirkonium in der Litosphare.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1957, v. II, N 4.

Degens E. T., Epstein S. Relationship between $0^{18}/0^{16}$ ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1962, v. 46, N 4.

Degens E. T., Epstein S. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28, p. 23—44.

Degens E. T. and *Ross D. A.* Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years. Chemical Geol., 1972, vol. 10, p. 1—16.

Deirmendjian D. Note on laser detection of atmosphere dust layers.—J. Geophys. Res., 1965, v. 70 (3), p. 743—745.

Delany A. C., Parkin D. W., Griffin J. J., Goldberg E. D., Reimann B. E. Aiborne dust collected at Barbados.—Geochim. et cosmochim. acta, 1967, v. 31, p. 885—909.

Denham D. Distribution of earthquakes in the New Guinea —Solomon Island region.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 4290—4299.

Denton G. H., Armstrong R. L. Miocene-Pliocene glaciations in Southern Alaska.—Amer. J. Sci., 1969, v. 267, p. 1121—1142.

Depetris P. J., Griffin J. J. Suspended load Rio de la Plata drainage basin.—Sedimentology, 1968, v. 11.

Deserts of the world. W. G. McGinnies, B. J. Goldman, P. Paylare (Eds). Univ. Arizona Press, 1968.

Dickinson W. R., Hathertin T. Andesite volcanism and seismicity around the Pacific.—Science, 1967, v. 157, p. 801—803.

Dietz R. S. Clay minerals in recent marine sediments., Amer. Mineralogist, v. 27, N 3, 1942.

Dill R. F. Sedimentation and erosion in Scripps Canyon head.—In: Papers in marine geology. R. L. Miller (Ed.). N. Y., 1964.

Dill R. F. Erosion in the head of La Jolla submarine canyon.—Proc. 11th Pacif. Sci. Congr. Tongo, 1966, p. 286.

Dill R. F. Earthquake effects on fill of Scripps Submarine Canyon.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 2.

Donoso L. Clay fraction of some soils of Chile.—Bull. Soc. franç. minéral. et cristallogr., 1959, v. 82, p. 361—363.

Drever J. I. Chemical and mineralogical studies, Site 66.—Initial Reports DSDP, 1971, v. VII.

Dryden L., Dryden C. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals.—J. Sediment. Petrol., 1948, v. 16, N 3.

Dunham K. C. Gravel, sand, metallic placer and other mineral deposits of the East Atlantic continental margin.—In: The geology of the East Atlantic continental margin. F. M. Delany (Ed.). Inst. Geol. Sci. Rept, N 70. London, 1970.

Durham J. W. Corals from the Calapagos and Cocos Islands.—Proc. Calif. Acad. Sci. ser. 4, 1962, v. 33, N 2.

Dyer A. J., Hicks B. B. Radioactive fallout in Southern Australia during the years 1958—1964.—J. Geophys. Res., 1965, v. 70, p. 3879—3883.

Dymond D., Biscaye P. E., Rex R. W. Eolian origin of mica in Hawaian Soils.—Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, N 1.

Dymond J. R. Potassium-argon geochronology of deep-sea sediments. —Science, 1966, v. 152, N 3726.

Dymond J., Corliss J. B., Heath G. R., Field C. M., Dash E. S., Veeh H. H. Origin of metalliferous sediments from the Pacific ocean.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, p. 3355—3372.

Eaton G. P. Volcanic ash deposits as a guide to atmospheric circulation in the geological past.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, p. 521—528.

Eaton G. P. Windborne volcanic ash; a possible index to polar wandering.—J. Geol., 1964, v. 72, p. 1—35.

Edmond S. M. What controls the carbonate compensation depth in deep-sea sediments?—Trans. Amer. Geophys. Union, 1970, v. 51, N 4, p. 325.

Edmond S. M., Chung Y., Sclater J. G. Pacific bottom water penetration east around Hawaii.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 333.

Edwards D. S. The detrital mineralogy of surface sediments of the ocean floor in the area of the Antarctic Peninsula, Antarctica. Unpubl. Thesis. Dep. Geol. Florida State Univ. Tallahasee, 1968.

Edwards D. S., Goodell H. G. The detrital mineralogy of ocean floor surface sediments adjacent to the Antarctic Peninsula, Antarctica.—Marine Geol., 1969, v. 7.

Egner H., Eriksson. Current data on the chemical composition of air and precipitation.—Tellus, 1955, v. 7.

Egorov V. V., Zhigalovskaya T. N., Malakhov S.C. Microelement content of surface air above the continent and the ocean.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 18.

Ehrenberg C. G. Die organischen lebens formen in underwartet grossen tiefen des mittelmeeres.—Monatser. K. Preuss. Akad. Wiss. Berlin, 1857, S. 538—570.

Ellis D. B., Moore T. C. Calcium carbonate, opal and quartz in Holocene pelagic sediments and the calcite compensation level on the South Atlantic Ocean.—J. Marine Res., 1973, v. 31, N 3, p. 210—227.

El-Wakeel S. K., Riley J. P. Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, v. 25, N 2.

El Wardani S. A. Marine geochemistry of germanium and the origin of Pacific pelagic clay minerals.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, v. 15, N 3.

Emery K. O. Grain size of marine beach gravels.—J. Geol., 1955, v. 63, N 1.

Emery K. O. Sediments and water of Persian Gulf.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1956, v. 40, p. 2354—2383.

Emery K. O. The sea off Southern California: A modern habitat of petroleum. New York — London, Wiley, 1960.

Emery K. O. Geology of continental margin of Eastern United States.—In: Colcston Papers, v. XVII. London, 1966a.

Emery K. O. Atlantic continental shelf and slope of the United States, geologic background.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 19666, N 529, A.

Emery K. O. Continental margin of the world.—In: The geology of the East Atlantic continental margin. F. M. Delany (Ed.). Inst. Geol. Sci. Rept, N 70. London, 1970.

Emery K. O. Latitudinal aspects of the law of the sea and of petroleum production.—Ocean Developm. and Intern. Law. J., 1974, v. 2, N 2.

Emery K. O., Mulliman J. D., Uchupi E. Physical properties and suspended matter of surface waters in the

southeastern Atlantic ocean.—J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, N 3.
Emery K. O., Tchudu R. H. Transportation of rock by kelp.—Geol. Soc. America Bull., 1941, v. 52, p. 855—862.
Emery K. O., Uchipi E. Western North Atlantic ocean. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Tulsa, 1972, p. 532.
Emiliani C. Depth habitats of some species of pelagic Foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios.—Amer Journ. Sci., 1954, v. 252,p. 149—158.
Emiliani C. Pleisctocene temperatures.— J. Geol., 1955a, v. 63, N 6, p. 538—578.
Emiliani C. Mineralogical and chemical composition on the tests of certain pelagic Foraminifera.— Micropaleontology, 1955b, v. 1, p. 377—380.
Emiliani C. Paleotemperature analysis of Carribean cones P6304-8 and P6304-9 and generalized temperature curve for the past 425 000 years.—J. Geol., 1966, v. 74, p. 09—126.
Emiliani C. Depth hubitats of growth staged of pelagic Foraminifera.—Science, 1971, v. 173, p. 1122—1124.
Emiliani C. Quaternary paleotemperatures and the duration of the high temperature intervals.—Science, 1972, v. 178, p. 398—400.
Encyclopedia oceanography. R. W. Fairbridge (Ed.). N. Y. Reinhold Publ. Corp., 1966.
Engel A. E., Engel C. G., Havents K. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle.—Bull. Geol. Soc. America, 1965, v. 76, N 7, p. 719.
Engel A. E., Engel C. G. Composition of the oceanic crust and the underlying mantle.—Theses Second Intern. Oceanogr. Congr. Moscow, «Nauka», 1968.
Engel A. E., Engel C. G. Mafic and ultramafic rocks.—In: The sea, v. IV, pt 1. A. E. Maxwell (Ed.), N. Y., Wiley, 1970, p. 1330—1333.
Epstein S., Lowenstam H. The origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Banks.—J. Geol., 1957, v. 65, p. 364.
Ericson D. B., Ewing M. E., Heezen B. C., Wollin G. Sediments deposition in Deep Atlantic.—Spec. Paper, Geol. Soc. America, 1955, N 62.
Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. Atlantic deep-sea sediment cores.—Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, p. 193—286.
Ernst W. C., Calvert S. E. An experimental study of the recrystallization of parcelanite and its bearing on the origin of some bedded cherts.—Amer. J. Sci., 1969, v. 267 A, p. 114—133.
Fairbridge R. W. Recent and Pleistocene coral reefs of Australia.—J. Geol., 1950, v. 58, p. 330—401.
Fairbridge R. W. Regional aspects of carbonate deposition.—Soc. Paleont. Miner., 1957, v. 5, p. 125—178.
Fairbridge R. W. Eustatic changes in sea level.—In: Physics and chemistry of the Earth, v. 4. L. Ahrens e. a. (Eds). London, Pergamon Press, 1961, p. 99—185.
Fanning K. A. Diffusion of dissolved silica out of deep-sea sediments.—J. Geophys. Res., 1974, v. 79, p. 1293—1297.
Fanning K. A., Pilson M. E. Interstitial silica and pH in marine sediments: some effects of sampling procedures.—Science, 1971, v. 173, p. 1228—1231.
Fan Pow-Foond, Grunwald R. R. Sediment distribution in the Hawaiian Archipelago.—Pacif. Sci., 1971, v. 25, N 4.
Farag M. S., Guirgis K. A. A study of some Egyptian clay minerals.—J. Chem., UAR, 1960, v. 3, p. 23—34.
Feely R. A., Sackett W. M. a. Harris J. E. Distribution of particulate aluminium on the Gulf of Mexico.—J. Geoph. Res., v. 76, p. 5793—5803, 1971.
Ferguson W. S., Griffin J. J., Goldberg E. D. Atmospheric dust from the North Pacific — a short note on long-range eolian transport.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 6, p. 1137—1139.
Ferguson J., Lambert I. B. Volcanic exhalations and metal enrichments in Matupi Harbor, New Britain.—Econ. Geol., 1972, v. 67, p. 25.
Fiocco G., Grames G. Observations of the aerosol layer at 20 km, by optical radar.—J. Atmos. Sci., 1964, v. 21, p. 323.
Fireman E. L. Studies of material in polar ice.—Antarctic J., 1968, Nov.-Dec.
Fisher R. V. Maximum size, median diameter and sorting of terpha.—J. Geophys. Res., 1964, v. 69, p. 341—355.
Fisher R. V. Settling velocity of glass shards.—Deep-Sea Res., 1965, v. 12, N 2.
Fisue R. S. Recognition and significance of pumice in marine pyroclastic rocks.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 8, p. 1—8.
Flawn P. Environmental geology. N. Y., Harper and Row, 1970.
Folger D. W. Wind transport of land-derived mineral, biogenic and industrial matter over the North Atlantic.—Deep-Sea Res., 1970, v. 17, N 2.
Folger D. W., Burckle L. H., Heezen B. C. Opal phytoliths in a North Atlantic dust fall.—Science, 1967, v. 155, N 3767.
Folger D. W., Heezen B. C. Mineral transport in the Gulf Stream system.—Spec. Paper. Geol. Soc. America, 1966, v. 101, p. 435.
Folger D. W., Heezen B. C. Trans-Atlantic sediment transport by wind.—Spec. Publ. Gol. Soc. America, 1967, v. 15, p. 68.
Forel F. A. Le ravin sous-lacustre du Rhone dans le lac Leman.—Bull. Soc. Vandoise sci. natur., 1887, v. 23, p. 85.
Fox P. J., Heezen B. C. Sands of the Mid-Atlantic Ridge.—Science, 1965, v. 149, N 3690.
Francis C. W., Chester G., Haskin L. A. Determination of Pb^{210} mean residence time in the atmosphere.—Environm. Sci. and Technol., 1970, v. 4, N 7.
Friend J. P., Properties of the stratospheric aerosol.—Tellus, 1966, v. 18, N 2—3.
Fries C. J. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Particutin volcano, Michoacan Mexico.—Trans. Amer. Geochem. Union, 1953, v. 34, N 4.
Fryxell R. Mazame and Glacier Peak volcanic ash layers relative ages.—Science, 1965, v. 147, p. 1288—1270.
Galopin R. Les poussieres eolienes tombées à Genève au avril 1944 et le problème de leur origine.—Arch. Sci., 1951, v. 4, p. 145—180.
Game P. M. Observations on a dust in the Eastern Atlantic, February 1962.—J. Sediment. Petrol., 1964, v. 34, p. 355—359.
Garrels R. W. Mineral equilibria at low temperature and pressure. N. Y., Harper, 1960.
Garrels R. W., Mackenzie F. T. Evolution of sedimentary rocks.—N. Y., Norton, 1971.
Garrels R. W., Mackenzie F. T. Chemical history of the oceans deduced from post depositional changes of sedimentary rocks.—In: Studies in paleo-oceanography. W. W. Hay (Ed.). Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogist Spec. Publ. N 20, Tulsa, 1970.
Gass J. G. Is the Troodos Massif of Cyprus fragment of Mesozoic ocean floor?—Nature, 1968, v. 220, p. 39.
Gass J. G., Harris P. G., Holdgate M. W. Pumice eruption in the area of the South Sandwich Islands.—Geol. Mag., 1963, v. 100 (4), p. 321—330.
Gaucher G. Traité de pédologie agricole la sol et ses caracteristiques agronomiques. Paris, Dunid, 1968.
Geitzenauer K. R., Margolis S. V., Edwards D. S. Evidence consistent with Eocene glaciation in a South Pacific deep-sea core.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, v. 4, p. 173—177.
George W. O. The relation of the physical properties of natural glasses to their chemical composition.—J. Geol., 1924, v. 32, N 5.

Gessner F. Hydrobotanik, Bd 2. Berlin, 1959.
Gibbs R. L. The geochemistry of Amason river system, pt 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids.—Bull. Geol. Soc. America, 1967, v. 78, p. 1203—1232.
Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc.—Contrib. Mineral. and Petrol., 1970, v. 27, p. 179—203.
Gillson J. Deposits of heavy minerals on the Brasilian coasts. —Trans. AIME, 1960, v. 187.
Ginsburg R. N., Lloyd R. M., Stockman K. W., McCallum J. S. Shallow-water carbonate sediments.—In: The sea, v. III. M. N. Hill (Ed.). N. Y., Wiley, 1963, p. 554—582.
Ginsburg R. N., James. Holocene carbonate sediments on continental shelves.—In: Continental margin, 1975.
Giovenetto M. B. The drainage systems of Antarctica accumulation in Antarctic snow and ice.—Antarctic Res., 1964, v. 2.
Glasby G. P. The influence of aeolian transport of dust particles on marine sedimentation in the South-West Pacific.—J. Roy. Soc. N. Z., 1971, N 3—4, p. 285—300.
Glawion H. Ueber einige Staubfalle in Arosa.—Beitr. Phys. freien Atmos., 1938, Bd 23, S. 1—43.
Gliozzi J. Size-distribution analysis of microparticles in two Antarctic firn cores.—J. Geophys. Res., 1966, v. 71, p. 1993.
Glodney E. S., Zoller W. H., Duce R. A., Sones A. G. Vanadium, aluminium and manganese in atmospheric particulates from McMurgo and South Pole Station.—Antarctic J., 1972, v. 7, N 5.
Goldberg E. D. The oceans as a chemical system.—In: The sea, v. II. M. N. Hill (Ed.). N. Y., Wiley, 1963.
Goldberg E. D. Minor elements in seawater.—In: Chemical oceanography. J. P. Riley, J. Scirrow (Eds). N. Y., Acad. Press, 1965, p. 163—196.
Goldberg E. D. Chemical invasion of ocean by man.—In: Yearbook of science and technology. N. Y., McGraw-Hill, 1970.
Goldberg E. D. Atmospheric dust, the sedimentary cycle and man.—Geophysics, 1971, v. 1, p. 117.
Goldberg E. D. Man's role in the major sedimentary cycle.—In: The changing chemistry of the oceans. D. Dyrssen and D. Jagner (Eds). Uppsala, 1972.
Goldberg E. D., Arrhenius G. O. Chemistry of Pacific pelagic sediments.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, v. 13, p. 153—212.
Goldberg E. D., Griffin J. J. Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic.—J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 20.
Goldberg E. D., Griffin J. J. The sediments of the northern Indian ocean.—Deep-Sea Res., 1970, v. 17, p. 513—537.
Goldberg E. D. a *Koide M.* Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium/thorium method).—Geoch. et Cosm. Acta, vol. 26, p. 417—450, 1962.
Goldberg E. D., Koide M., Griffin J. J., Peterson M. N. A. A geochronological and sedimentary profile across the North Atlantic ocean.—In: Isotopic and cosmic chemistry. H. Crair, S. Miller, G. J. Wasserburg (Eds). Amsterdam, North Hollad Publ., 1964, p. 211—232.
Goldberg E. D., Rex W. Quartz contents in pelagic sediments of the Pacific Ocean.—Tellus, 1958, v. 10, N 1.
Goldberg E. D., Somayajulu B. L., Galloway J., Koplan I. R., Faure G. Differences between barites of marine and continental origins.—Geoch. et Cosm. Acta, 1969, v. 33, N 2.
Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
Goldstein A. Statistical data on the size distribution of sands and gravels from the Mississippi river and its tributaries.—Rept. Comm. Sediment. Nat. Resources Council, 1940—1941, 1942.
Goodell H. G., Watkins N. D., Mather T. T., Koster S. The Antarctic glacial history in sediments of the Southern Ocean.—Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1968, v. 5, p. 41—62.
Goreau T. E. The physiology of skeleton formation in corals.—Biol. Bull., 1959, v. 116.
Goreau T. E. On the relation of calcification to primary production in reef-building organisms.—In: Biology of Hydra etc. H. M. Lenhoff and W. F. Loomis (Eds). Univ. Miami Press, 1961.
Goreau T. E., Goreau N. J. The physiology of skeleton formation in corals.—Biol. Bull., 1959, v. 117.
Gorshkov G. S. Petrochemical features of volcanism in relation to the types on the earth crust.—Amer. Geophys. Union Monogr., 1962, N 6, p. 110—115.
Goudie A. S. A regional bibliography of calcrete.—In: Food fiber and arid lands. Tuscon, 1971.
Gow A. J., Williamson T. Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 13, N 1.
Gradusov B. P. A tentative study of mineral distribution in soils of the world.—Geoderma, 1974, v. 12, p. 49—55.
Graf D. E. Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks.—Circ. State Geol. Surv. Urbana, 1960, p. 301.
Greenwood R. Cristobalite: its relationship to chert formation in selected samples from the Deep-Sea Drilling Project.—J. Sediment. Petrol., 1973, v. 43, N 3, p. 700—708.
Griffin J. J., Goldberg E. D. Clay mineral distribution in the Pacific Ocean.—In: The Sea, v. III. M. N. Hill (Ed.). Intersci., N. Y., L., 1963.
Griffin J. J., Goldberg E. D. Sedimentation rates and mineralogy in the South Atlantic.—J. Geophys. Res., 1964, v. 69, p. 4293—4309.
Griffin J. J., Goldberg E. D. Recent sediments of Carribean Sea. —Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1969, N 11.
Griffin J. J., Windom H., Goldberg E. D. The distribution of clay minerals in the World ocean.—Deep-Sea Res., 1968, v. 15, p. 433—459.
Grigss G. B., Kulm L. D. Glacial marine sediments from the North-Eastern Pacific.— J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, p. 1142—1148.
Grim R. E. Clay mineralogy. N. Y., McGraw-Hill, 1953, p. 384.
Grim R. E., Dietz R. S., Bradley W. F. Clay mineral composition of some sediments from the Pacific Ocean of the California coast and the Gulf of California.—Bull. Geol. Soc. America, 1949, v. 60, p. 1785—1808.
Grim R. E., Johns W. D. Clay minerals investigations of sediment in the North Gulf of Mexico. In: Clays and Clay minerals.— Proc. 2nd Nat. Conf. Nat. Acad. Sci. Washington, 1953.
Gross G. M. Distribution of radioactive marine sediments derived from the Columbia river.—Journ. Geoph. Res., 1966, v. 71, N 8.
Gross M. G. Oceanography and view of the earth. New Jersey, 1972.
Grout F. F. Petrographic and chemical data on the Canadian shield.—J. Geol., 1938, v. 46, p. 486—504.
Hackett J. P., Bischoff J. L. New data on the stratigraphy, extent, and geologic history of the Red Sea geothermal deposits.—Econ. Geol., 1973, v. 68, p. 533—564.
Hamilton W. L., Langway C. C. A correlation of microparticle concentrations with oxygen isotope in 700 year old Greenland ice.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, v. 3, N 4. *Harder A., Fleming W.* Quartz synthese by thiefen temperatures.—Geochim. et cosmochim. acta, 1970, v. 34, p. 295.
Harlett J. C., Kulm L. D. Suspended sediments on the Northern Oregon.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, N 12.

Harris R. C. Biological buffering of oceanic silica.—Nature, 1966, v. 212, p. 275—276.
Hart R. Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, p. 269.
Hartmann M. Bericht über geochemische Untersuchungen in den Hydrothermal-laugenbecken am Boden des Roten Meeres.—Geol. Rundschau, 1970, Bd. 60, H. I, S. 244 –256.
Hathaway J. C., Sachs P. L. Sepiolite and clinoptilolite from the Mid-Atlantic ridge.—Amer. Mineralogist, 1965, v. 50.
Hawley J., Pytkowicz R. M. Solubility of calcium carbonate in seawater at high pressures and 2° C.—Geochim. et cosmochim. acta, 1969, v. 33, p. 1557—1561.
Hayes M. O. Relationship between coastal climate and bottom sediments type on the inner continental shefl.—Marine Geol., 1967, v. 5, N 2, p. 111—132.
Hays J. D. Radiolaria in Late Tertiary and Quateruary history of Antarctic Seas. Ant. Res. Ser. 5, Amer. Geoph. Union, p. 125—184, 1965.
Hays J. D. Quaternary sediments of the Antartic ocean.—In: Progress in oceanography, v. 4. M. Sears (Ed.). Oxford, Pergamon Press, 1967.
Hays J. D., Ninkovich D. North Pacific deep-sea ash chronology and age of present Aleutice unterthrusting.—Mem. Geol. Soc. America 1970, v. 126, p. 263—290.
Hays J. D., Opdyke N. D. Antarctic radiolaria, magnetic reversals and climatic change.—Science, 1967, v. 158, p. 1001—1011.
Hawley J. and *Pytkowicz R. M.* Solubility of calcium carbonate in seawater at high pressures and 2° C. Geoch. et Cosmochim Acta, vol. 33, p. 1557—1561, 1969.
Heastie H., Stephenson P.M. Upper winds over the world.—Geophys. Mem., Meteorol. Soc. London, 1960, v. 103.
Heath G. R. Carbonate sedimentation in the abyssal Equatorial Pacific during the past 50 million years.—Geol. Soc. America Bull., 1969, v. 80 (4), p. 689.
Heath G. R. Mineralogy of Genozoic deep-sea sediments from the Equatorial Pacific ocean.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 1957—2018.
Heath G. R. Dissolved silica and deep-sea sediments.—In: Geological history of the ocean. W. W. Hay (Ed.). SEPM Spec. Publ., 1973.
Heath G. R., Culberson C. Calcite: degree of saturation, rate of dissolution and the compensation depth in the deep oceans.—Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 10.
Heath G. R., Moberly R. Deep-Sea turbidites from the Western Pacific.—Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. VII. Washington, 1971.
Heath G. R., Moore T. C., Roberts G. L. Mineralogy of surface sediments from the Panama basin, Eastern Equatorial Pacific.—J. Geol., 1974, v. 82,p. 145—160.
Hecth A. D., Eslinger E. V., Gorman L. B. Experimental studies of the dissolution of planctonic foraminifera.—In: Dissolution of deep-sea carbonates., N 13. Cushman Found. Spec. Publ., Lawrence, 1975.
Hecht A. D., Savin S. M. Oxygen-18 studies of recent planctonic foraminifera: comparisons of phenotypes and of test parts.—Science, 1970, v. 170, N 3953, p. 69—71.
Heezen B. C. Turbidity currents.—In: The sea, v. III. M. N. Hill (Ed.). N. Y.—London, Intersci., 1963.
Heezen B. C., Ewing M. Turbidity currents and submarine slumps and the 1925 Ground Banks Earthquacke.—Amer. J. Sci., 1952, v. 250, N 12.
Heezen B. C., Hollister C. D. Physiography and bottom currents in the Bellinsgousen Sea.—Antarctic J., 1967, v. 11, N 5.
Heezen B. C., Hollister C. D. The face of the deep. London, Oxford Univ. Press, 1971.
Heezen B. C., Johnson G. L. A moated Knoll in the Canaru Passage.—Dtsch. hydrogr. Z., 1963, Bd 16, S. 269.
Heezen B. C., McGregor J. D., Foreman H. P., Forristal G., Heml H., Hesse K., Hoskins R. H., Jones E. J., Kaneps A., Krasheninnikov V. A., Quada H., Rueff M. H. Dichronous deposits: a kinetic interpretation of the Post-Jurassic Sedimentary Sequence of the Pacific Plate.—Nature, 1973, v. 241, p. 25—32.
Heim A. Rezente und fossile sabaquatishe Kutschungen.—Neues Jahrb. Mineral Geognosic. Geol. und Paläontol., 1908, Bd 2.
Herman Y. Evidence of climatic changes in Red Sea cores.— In: Means of correlation of quaternary saccessions, v. 8, 1968.
Herman Y. Arctic ocean quaternary microfauna and its relation to paleoclimatology.—Paleogeography, Palaoclimatology, Paleoecology, 1969, v. 6, p. 251—276.
Herman Y. Vertical and horizontal distribution of pteropods in Quaternary sequences.—In: The micropalaeontology of oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge Univ. Press, 1971.
Herman Y. Origin of deep-sea cherts in the North Atlantic.—Nature, 1972, v. 238, N 5364, p. 392—393.
Herman Y. Arctic ocean sediments, microfauna and the climatic record in Late Cenozoic Time.—In: Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. Y. Herman (Ed.). N. Y., 1974.
Herman Y., Rosenberg P. E. Pteropods as bathymetric indicators. —Marine Geol., 1969, v. 7, p. 169—173.
Herron E. M. Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East Central Pacific.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, p. 1671,
Heselton L. R. The continental shelf.—Naval Stud. Inst. Res. Contribs, 1969, v. 106.
Heumann K. G., Luecke W. Calcium isotope ratios in natural carbonate rocks.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 20, N 3.
Hill D. E., Tedrow J. C. Weathering and soil formation in the Arctic environment.—Amer. J. Sci., 1961, v. 259, p. 84—101.
Hilmy M. E. Beach sands of the Mediterranean coast of Egypt. —J. Sediment Petrol., 1951, v. 21.
Hirst D. M. The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1962, v. 26, p. 309—334.
Hobbs P. V., Harrison H., Robinson E. Atmospheric effect of pollutants.—Science, 1974, v. 183, N 4128, p. 909.
Hodge P. W., Wildt R. A search for airborne particles of meteoritic origin.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1958, v. 14, N 1—2.
Hoffman G. L. Trace metals in the Hawaiian marine atmosphere. Unpubl. Ph. D. Thesis. Univ. Hawaii, 1971.
Hollister C. D., Elder R. E. Contour currents in the Weddel Sea. —Deep-Sea Res., 1969, v. 16, N. I.
Holtedahl H. On the Norwegian Continental Terrace.—Univ. i Bergen Nat. rekke 14, Bergen, 1955.
Honjo S. Dissolation of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze.—In: Dissolution of deep-sea carbonates. Cushman Found. Spec. Publ., N 13. Lawrence, 1975.
Honjo S., Okada H. Scanning electron microscopy of planctonic foraminifera: a preparation technique.—J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. 1968, Ser. IV, v. 14, N 1.
Honjo S., Okada H. Community structure of coccolithophorids in the photic layer of the Mid-Pacific Ocean.—Micropaleontology, 1974, v. 20, p. 209—230.
Horn D., Delach M., Horn B. Distribution of volcanic ash layers and turbidites on the North Pacific.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, p. 1715—1724.
Horn D. R., Delach M. N., Horn B. M. Physical properties of sedimentary provinces, North Pacific and North Atlantic oceans.—In: Deep-sea sediments. A. L. Inderbitzen (Ed.). N. Y., 1974.

Horowitz A. The distribution of Pb, Ag, Sn, Tl, and Zn in sediments of active oceanic ridges.—Marine. Geol., 1970, v. 9, N 4.

Horowitz A., Cronan D. S. The geochemistry of basal sediments from the North Atlantic Ocean.—Marine Geol., 1976, v. 20, p. 205—228.

Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. E. T. Degens and D. A. Ross (Eds.) N. Y., Springer, 1969.

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 erptive source.—Earth and Planet Sci. Lett., 1973, v. 20, N 1.

Hubert S. F. Textural evidence for deposition of many western North Atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents.—J. Geol., 1964, v. 72, N 6.

Hulsemann I. On the routine analysis of carbonates in unconsolidated sediments.—J. Sediment Petrol., 1966, v. 36 (2), p. 622—625.

Hurd D. C. Factors affecting solution rate of biogenic opal in seawater.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 15, p. 411—417.

Hurd D. C. Interaction of biogenic opal, sediment and seawater in the Central Equatorial Pacific.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1973, v. 37, p. 2257—2282.

Hurd D. C., Teyer F. Changes in the physical and chemical properties of biogenic silica from the Central Euqatorial Pacific.—Advances in Chemistry, 1975, N 147, p. 211—230.

Hurley P. M. A/K age of a Pacific ocean core sample.—Mass. Inst. Techn. Dep. Geol., Geophys. Sixth Annual Progr. Rept, 1968, p. 114.

Hurley P. M., Brookins D. J., Pinson W. H., Hart S. R., Fairbian N. W. K-Ar age studies of Mississippi and other river sediments. —Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, N 12.

Hurley P. M., Heezen B. C., Pinson W. H., Fairbian H. W. K-Ar age values in pelagic sediments of the North Atlantic.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, p. 393—399.

Illing L. V. Bahaman calcareous sands.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1954, v. 38, p. 1—95.

Ingerson E. Problems of the geochemistry of sedimentary carbonate rocks.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1962, v. 26, p. 815—847.

Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Leg. I—XXXII, Washington, 1969—1976.

Ishii I., Ishikawa T. Detection of mineral components of suspended matter in sea water by X-ray diffractometer.—In: Study in oceanography. Tokyo, 1964.

Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B. Hawaiian-Emperior chain and its relation to Cenozoic cirampacific tectonics. —Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, p. 601.

Jackson M. L., Levelt T. W., Syers J. K., Rex R. W., Clayton R. N., Sharman G. D., Nehara G. Geomorphological relationships of tropospherically derived quartz in the soils of Hawaiian Islands.—Proc. Soil. Sci. Soc. America, 1971, v. 35, N 4, p. 515—525.

Jacobs M. B., Ewing M. Mineralogy of particulate matter suspended in seawater.—Science, 1965, v. 149, N 3680.

Jackson M. L. Frequency distribution of clay minerals in major great soil groups as related to the factors of soil formation.—In: Clays and clay minerals. A. Swinford (Ed.). Berkley, 1957.

Jakes P., White A. J. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 1.

Jenkins D. C., Orr W. N. Planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Eastern Equatorial Pacific.—Initial Rept. of the Deep-Sea Drilling Project, Leg. IX, Washington, 1972.

Jerkins S. D. C., Orr W. N. Cenozoic planctonic foraminiferal zonation and the problem of test solution.—Rev. esp. micropaleontol., 1971, v. 3, p. 301—304.

Jerlov N. J. Optical distribution of particle distribution in the sea.—Tellus, 1951, v. 3, N 3.

Johnson D. A. Eastward-flowering bottom currents along the Clipperton fracture.—Deep-Sea Res., 1972, v. 19, p. 253—257.

Johnson D. A. Ocean-floor erosion in the Equatorial Pacific.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N10.

Johnson R. H. Active submarine volcanism in the Austral Islands.—Science, 1970, v. 167, N 3920.

Johnson L. R. Particle-size distribution of eolian dusts during transport and sampling.—Marine Geol., 21, M—17—M—21, 1976.

Judson S. Erosion of the land.—Amer. Scientist, 1968, v. 56, p. 356.

Junge C. E., Changnon C. W., Manson J. E. Stratospheric aerosols.—J. Meteorol., 1961, v. 18.

Junge C. E., Manson J. E. Stratospheric aerosols studies by aircraft.—J. Geophys. Res., 1961, v. 66, N 7.

Kaddouri N. S. Clay mineralogy of some alluvial soils of Iraq and Debuque silt loan and underlaying dolomitic limestone of Wisconsin. Univ. Wisconsin, 1960.

Kaizuka S. Classification of tephra units and tephrachronology in Japan.—In: Means of correlation of Quaternary successions. K. Morrison and H. Wright (Eds). Proc. VII Intern. Assoc. Quatern. Res., v. 8. Salt Lake City, 1968.

Kamatani A. Physical and chemical characteristics of biogenous silica.—Marine Biol., 1971, v. 8, p. 89—95.

Kanwar K. S. Clay minerals in saline alkali soils of Penjab.—J. Indian Soc. Soil Sci., 1961, v. 9, p. 35—40.

Kawaguti S., Sakamoto D. The effect of light on the calcium deposition of corals.—Bull. Oceanogr. Inst. Taiwan, 1948, v. 4, p. 65—70.

Keller G. H., Richards A. F. Sediments of the Malacca Strait, Southeast Asia.—J. Sediment Petrol., 1967, v. 37, N 1, p. 102—127.

Keller W. D. Clay Minerals in the type section of the Morrison Formation.—J. Sediment. Petrol., 1953, v. 23, p. 93—105.

Keller W. D., Balgord W. D., Reesman A. L. Dissolved products of artificial pulverized silicate minerals and rocks.—J. Sediment. Petrol., 1963, v. 33, N 1.

Kennett J. P. Foraminiferal evidence of a shallow carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica.—Science, 1966, v. 153, N 3732.

Kennett J. P., Thunell R. Global increase in Quaternary explosive volcanism.—Science, 1975, v. 187, N 4176.

Kent D., Opdyke N. D., Ewing M. Climate change in the North Pacific using ice-rafted detritus as a climatic indicator.—Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, p. 2741—2754.

Khadr M. The clay mineral composition of some soils of the UAR.—J. Soil Sci. UAR, 1963, v. 1, p. 141—145.

Kibblewhite A. C. The acoustic detection and location of an underwater volcano.—N. Z. J. Sci., 1966, v. 9, p. 178.

Kinsman D. J. The recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial coast, Persian Gulf.—In: Developments in sedimentology, v. 1. Van Straaten (Ed.). Amsterdam, Elsevier, 1964.

Kitano J., Hood D. Calcium carbonate crystal forms formed from sea water by inorganic processes.—J. Oceanogr. Soc. Japan, 1962, v. 18, N 3.

Knauth L. P., Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope rations in silica from the Joides Deep-Sea Drilling Project.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 25, p. 1—10.

Kolbe R. W. Diatoms from Equatorial Atlantic cores.—Repts Swed. Deep-Sea Exped., 1955, v. 7, N 3.

Koldewijn B. W. Sediments of the Paria—Trinidad Shelf. Reports of the Arinoco Shelf Expedit, v. III. Der Haag, 1958.

Koster S. Recent sediments and sedimentary history across the Pacific-Antarctic Ridge. Thesis M. Sci. Dep. Geol. Florida State Univ., Tallachasee, 1966.

Kowsmann R. O. Coarse components in surface sediments of the Panama Basin, Eastern Equatorial Pacific.—J. Geol., 1973, v. 81, p. 473—494.

Kowsmann R. Regional distribution of coarse components in sediments of the Panama Basin. M. S. Thesis, School Oceanogr. Oregon State Univ., 1973.

Kramer J. R. Study of calcite and dolomite in seawater.—Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69, 160.

Krauskopf K. Introduction to geochemistry. N. Y., McGraw-Hill, 1967.

Krinsley D. Magnesium, strontium and aragonite in the shells of certain litoral gastropods.—J. Paleontol., 1959, v. 34, p. 744—755.

Krinsley D. Trace elements in the tests of planctonic foraminifera.—Micropaleontology, 1960, v. 6, p. 297—300.

Krinsley D., Be A. W. H. Electron microscope examination of internal structures of Foraminifera.—In: Handbook of paleontological techniques. R. Kummel and D. Raup (Eds). San Francisco, 1965, p. 335—434.

Krinsley D., Donahue J. Environmental interpretation of sand-grain surface features by electron microscopy.—Bull. Geol. Soc. America, 1968, v. 79, p. 743—748.

Krinsley D. H. and *Margolis S.* A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. N. Y. Acad. Sci. Trans., ser. 2, vol. 31, p. 457—477, 1969.

Krumbein W. C., Griffin J. J. Beach environment in Little Sister bay, Wisconsin.—Bull. Geol. Soc. America, 1968, v. 49.

Kuenen P. H. Marine geology. N. Y., Wiley, 1950a.

Kuenen P. H. Turbidity currents of high density.—XVIII Intern. Geol. Congr. London, 1950b, p. 8.

Kuenen P. H. Deep-sea sand and ancient turbidities.—In: Turbidities. Amsterdam, 1964.

Kuenen P. H. Turbidity currents and organisms.—Eclogae geol. helv., 1968, v. 61, N 2.

Kuenen P. H. The turbidity problem: some comments.—N. Z. J. Geol. and Geophys., 1970, v. 13, N 3.

Kuenen P. H., Migliorini C. J. Turbidity currents as a cause of graded bedding.—J. Geol., 1950, v. 58, N 2.

Kulp I. L., Carr D. R. Surface area of deep-sea sediments.—Journ. Geol., 1952, v. 60, p. 148—159.

Kummel B. History of the Earth, 2nd ed. N. Y., 1970, p. 707.

Kuno H. Catalogue of the active volcanoes and solfatera fields of Japan, Taiwan and Marianas. Catalogue of the active volcanoes of the world, Pt XI. Intern. Assoc. Volcanol. Rome, 1962.

Kuno H. Origin of andesite and its bearing on the island and structure.—Bull. volcanol., 1968, t. 32, p. 141—176.

Lamb H. H. Activite volcanique et climat.—Rev. géogr. phys. et géol. dynam., 1968a, v. 2, p. 363—380.

Lamb H. H. Volcanic dust, melting of ice and sea levels.—Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 1968b, v. 4, p. 219—226.

Lambert G., Ardonin B., Brichet E., Loris C. Balance of Sr^{90} over Antarctica: existence of a protected area.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 2, N 4.

Lancelot Y. Chert and silica diagenesis in sediments from the Central Pacific. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Leg XVII. Washington, 1973.

Landengren S. On the geochemistry of deep-sea sediments.—Repts Swed. Deep-Sea Exped., 1947—1948. 1964, v. 10, N 4.

Lane C. E. Minerals from sea animal.—Oceanol. Intern., 1968, v. 3(2), p. 26—30.

Langway C. C. Studies on deep ice cores from Greenland and Antarctica.—Antarctic. J., 1969, v. 4, N 4.

Lanning F. C., Ponnaiga B. V., Crumpton C. F. The chemical nature of silica in plants.—Pl. Physiol., 1958, v. 33, p. 339—340.

Laughton A. S. New evidence of erosion on the deep ocean floor.—Deep-Sea Res., 1968, v. 15, N 1.

Ledent I., Patterson C., Tilton G. R. Ages of zircon and feldspare concentrated from North American beach and river sands.—J. Geol., 1964, v. 72, N 1.

Lee J., Jervis R. E. Detection of pollutants in airborne particulates by activation analysis.—Trans. Amer. Nucl. Soc., 1968, v. 2, p. 50—51.

Leipunskii O. I., Konstantinov J. E., Fedorov, G. A., Scotnikova O. G. Mean residence time of radioactive aerosols in the upper layers of the atmospheric based of fallout of high-altitude travers.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 18.

Leslie R. J. Foraminiferal study of a crossection of Hudson Bay, Canada.—Geol. Surv. of Canada Prog. Paper, 1963, N. 48, 1964, N 51.

Lewin J. C. Dissolution of silica from diatoms walls.—Geoch. et Cosm. Acta, 1961, v. 21, p. 182—198.

Li Y. H. Geochemical mass balance among lithosphere, hydrosphere and atmosphere.—Amer. J. Sci., 1972, v. 272, p. 119—137.

Li Y. H., Ku T. L., Matheu G. G. The CO_2—$CaCO_3$ system in the Antarctic as related to the Atlantic and Pacific Ocean.—Antarctic. J., 1970, v. 5, N 5.

Li Y. H., Takahashi T., Broecker W. S. Degree of saturation of $CaCO_3$ in the oceans.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 23.

Lingen C. J. van der. The turbidity problem.—N. Z. J. Geol. and Geophys., 1969, v. 12, N 1.

Lingen G. J. van der. The turbidity problem: a reply to Kuenen.—N. Z. J. Geol. and Geophys., 1970, v. 13, N 3.

Lisitzin A. P. Processes of recent sedimentation in the Bering Sea. Moscow, «Nauka», 1966, p. 1—574.

Lisitzin A. P. Bottom sediments of Eastern Antarctic and the Southern Indian Ocean.—Deep-Sea Res., 1960, v. 7, p. 89—99.

Lisitzin A. P. Bottom sediments of the Antarctic. Antarctic Res. Geophys. Monogr., N 7. Richmond, 1962.

Lisitzin A. P. Distribution of siliceous microfossils in suspension and in bottom sediments.—In: The Micropalaeontology of oceans. B. W. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge. Univ. Press, 1971a.

Lisitzin A. P. Distribution of carbonate microfossils in suspension and in bottom sediments.—In: The micropalaeontology of oceans. B. W. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge Univ. Press, 1971b.

Lisitzin A. P. Sedimentation in World ocean. Bante Press, Tulsa, 1972.

List R. J., Salter L. P., Telegades K. Radioactive debris as a tracer for investigating stratospheric motions.—Tellus, 1966, v. 18, N 2-3.

Livingstone D. A. Data of geochemistry, G. Chemical composition of rivers and lakes.—Geol. Surv. USA, Profess. Paper, 1963, N 440-G.

Lloyd R. M., Hsu K. J. Stable-isotope investigations of sediments from the DSDP III cruise to South Atlantic.—Sedimentology, 1972, v. 19, N 1—2.

Lockhart L. B., Patterson R., Sounders A. Airborne radioactivity in Antarctic.—J. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 8.

Lohman H. Die Coccolithophoridae.—Arch. Protistenkunde, 1902, Bd 2, S. 89—165.

Lousdale P. Sedimentation and tectonic modification of Samoaa archipelagic apron.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1975, v. 59, N 5.

Lowenstam H. A. Factors affecting the aragonite: calcite rations in carbonate-secreting organisms.—J. Geol., 1954a, v. 62, p. 284—321.

Lowenstam H. A. Environmental relations of modification compositions of certain carbonate-secreting marine invertebrates.—*Proc. Nat. Acad. Sci., 1954б*, v. 40, p. 39—48.

Lowenstam H. A. Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications.—J. Sediment Petrol., 1955, v. 25, p. 270—272.

Lowenstam H. A. Paleoecology (geochemical aspects). McGraw-Hill encyclopedia of science and technology. N. Y., McGraw-Hill, 1961, p. 516—518.

Lowie A., Heezen B. Knoll and sediment drift near Hudson canyon.—Science, 1967, v. 157, N 3796.

Luz B., Shackleton N. J. $CaCO_3$ solution in the tropical East Pacific during the past 130.000 years.—In: Dissolution of deep-sea carbonates. Cushman Found. Spec. Publ., N 13, Lawrence, 1975.

Machta L. The role of the oceans and biosphere in the carbon dioxide cycle.—In: The changing chemistry of the oceans. D. Dyrssen, J. Jagner (Eds), Uppsala, 1972.

Ma, Ting Uing H. On the growth rate of reef building corals and its relation to seawater temperatures.—Mem. Zool. Nat. Inst. Zool. Bot. (Acad. Sinica), 1937, p. 11—226.

MacDonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.—J. Petrol., 1964, v. 3, N 1.

MacDonald W. F. Atlas of climatic charts of the ocean. U. S. Dep. Agric. Weather Bur. Washington, N 1247, 1938.

Mackenzie F. T. Synthesis of quartz at earth-surface conditions.—Science, 1971, v. 173, p. 533—535.

Mackenzie F. T., Garrels R. M. Chemical mass balance between rivers and oceans.—Amer. J. Sci., 1966, v. 264, p. 507—525.

Malahoff A., Hammend S. R. Sediment accumulation rates along the Murray Fracture Zone between 131° W and 167° longitude.—Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, N 5.

Manheim F. T. Manganese-iron accumulations in the shallow marine environment.—Sympos. on Marine Geochem., Rhode Island. Univ. Occus. Publ., v. 3, 1965, p. 217—276.

Manheim F. Evidence for submarine discharge of water on the Atlantic continental slope of the southern United States, and suggestions for further search.—Trans. N. Y. Acad. Sci., ser. II, 1967, v. 29, N 7.

Manheim F. T. Red Sea geochemistry.—Initial Reports Deep-Sea Drilling Project, Leg. XXIII. Washington, 1974.

Man's impact on the Global environment (SCEP). Massachusetts, MIT Press, 1970.

Margaleff R. Velocidad de sedimentacion de organismos passivos de fitoplancton.—Inv. Pesqueras, v. 18. Barcelona, 1961, p. 3—8.

Margolis S. V., Kennett J. P. Antarctic glaciation during the Tertiary recorded in subantarctic deep-sea cores.—Science, 1970, v. 170, p. 1085—1087.

Margolis S. V. and *Krinsley D. H.* Submicroscopic frosting on eolian and subaqueous quartz sand grains. Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 82, p. 3395—3406, 1971.

Marine environmental quality. Nat. Acad. Sci. USA. Washington, 1971.

Marshall E. W. The stratigraphic distribution of particulate matter in the firn at Byrd Station, Antarctica.—Geophys. Monogr., Geophys, Union, 1962, N 7.

Marshall P. Oceania. Handbuch der regionalen Geologie, Bd 7, t. 12. Heidelberg, 1912.

Marshall S. M., Orr A. P. Experimental feeding of the copepod Calanus finmarchicus on phytoplancton cultures labelled with radioactive carbon (C^{14}).—Deep-sea Res. Paper. Marine Biol. and Oceanogr., 1955a, v. 3, Suppl.

Marshall S. M., Orr A. P. On the biology of Calanus finmarchicus. VIII. Food uptake, assimilation and excretion in adult and stage. V. Calanus.—J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1955b, v. 34, N 3.

Mather T. T. The deep-sea sediments of the Drake Passage and Scotia Sea.—Contribs Sea Res. Lab., Dep. Geol. Florida State Univ., 1966, N 15.

Mathews D. L. The clay mineralogy of some Mojave Desert playas.—Compass, 1960, v. 38 (1), p. 28—38.

Maxwell W. G. H., Day R. W., Fleming P. J. G. Carbonate sedimentation on the Heron Island Reef, Great Barrier Reef.—J. Sediment. Petrol., 1961, v. 31, N 2, p. 215—230.

McBirney A. R. Factors governing the nature of submarine volcanism.—Bull. Volcanol., 1963, t. 26, p. 455—469.

McDonald W. F. Atlas of climatic charts of the oceans. US. Dept. Agr. Weather Bureau. Wash. N 1247, 1938.

McDougall I., Wensink H. Paleomagnetism and geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, v. 1, p. 232—236.

McIntyre A. Coccoliths as paleoclimatic indicators of Pleistocene glaciation.—Science, 1967, v. 158 (3806), p. 1314—1317.

McIntyre A., Be A. W. Modern coccolithophoridae in the Atlantic Ocean.—Deep-Sea-Res., 1967, v. 14, p. 561—597.

McIntyre A., McIntyre R. Coccolith concentrations and differential solution in oceanic sediments.—In: The micropalaeontology of oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge, Univ. Press, 1971.

McKee E. D. Strom sediments on a Pacific atoll.—J. Sediment. Petrol., 1959, v. 29, N 3.

McManus D. A. Criteria of climatic change in the inorganic components of marine sediments.— Quatern. Res., 1970, v. 1, p. 72—102.

McMaster R. L., Carrison L. E. Mineralogy and origin of southern New England shelf sediments.—J. Sediment. Petrol., 1966, v. 36, N 4, p. 1131—1142.

Mead W. J. The average igneous rock.—J. Geol., 1914, v. 22, p. 22—781.

Meade R. H. Transport and deposition of sediments in estuaries.—Mem., Geol. Soc. America, 1972, v. 133.

Meade R. H., Sachs P. L., Munheim F. T., Hathaway J. C., Spencer D. W. Sources of suspended matter in waters of the Middle Atlantic Bight.—J. Sediment. Petrol., 1975, v. 45, N 1, p. 171—188.

Meigs P. Coastal deserts. Paris. UNESCO, 1966.

Meinel A. B., Meinel M. P. Height of the glowstratum from the eruption of Agung on Bali.—Nature, 1964, v. 201, N 4920.

Melguen M., Thiede J. Facies distribution and dissolation depths of surface sediment components from the Vema channel and the Rio-Grande Rise (Southwest Atlantic ocean.)—Marine Geol., 1974, v. 17, p. 341—353.

Mellis O. Volcanic ash-horizons in deep-sea sediments from the Eastern Mediterranean.—Deep-Sea Res., 1954, v. 2, p. 89—92.

Mellis O. Die Sedimentation in der Romanche-Tiefe.—Geol. Rundschau, 1958, Bd 47, H. 1.

Mero J. L. The mineral resources of the sea. New York, Amsterdam—London, Elsevier, 1965.

Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, N 2.

Milliman J. D. Submarine litification of carbonate sediments.—Science, 1966, v. 153, p. 994.

Milliman J. D. The geomorphology and history of Hogsty reef, a Bahamian atoll.—Bull. Marine Sci., 1967, v. 17, N 3, p. 519—543.

Milliman J. D. Marine carbonates. Heidelberg, Springer, 1974.

Milliman J. D., Emery J. O. Sea levels during the past 35 000 years.—Science, 1968, v. 162, N 3858, p. 1121—1123.

Milliman J. D., Gasther M., Muller G. Utilization of magnesium in coralline algae.—Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, p. 573—580.

Milliman J. D., Pilkey O. H., Ross D. A. Sediments of the continental margin off the Eastern United States.—Geol. Soc. of Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 1315—1334.
Miyake Y., Sugiura Y., Katsuragi Y. Radiactive fallout in Asahikawa. Hokkaido in April 1955.—J. Meteorol. Soc. Japan, ser. 2, 1956, v. 34, N 4, p. 226.
Moberly R. J., McGoy F. M. The sea floor north of the eastern Hawaiian Islands.—Marine Geol., 1966, v. 4, p. 21—48.
Mokma D. L., Syers J. K., Jacson M. L. Clayton R. N., Rex R. W. Eolian additions to soils and sediments in the South Pacific area.—J. Soil. Sci., 1972, v. 22.
Moore D. C. Submarine slumps.—J. Sediment Petrol., 1961, v. 3, N 3.
Moore E. B. Muds of the Clyde Sea area.—J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1931a, v. 17, N 2.
Moore H. B. The specific identification of faecal pellets.—J. Marine Biol. Assoc. U. K., 1931b, v. 17, N 2.
Moore J. G. The quartz diorite boundary line in the Western United States.—J. Geol., 1959, v. 67, p. 198—210.
Moore J. G. Rate of palagonitization of submarine basalt adjacent to Hawaii. USG. S. Prof. Paper 550—D, p. 163, 1966.
Moore J. G., Calk L. Sulphide spherules in vesicles of dredged pillow basalt.—Amer. Mineralogist, 1971, v. 56, p. 476—488.
Moore T. C. Deep-sea sedimentation and Cenozoic stratigraphy in the Central Equatorial Pacific. Diss. D. Philos. Univ. Calif. San Diego, 1968.
Moore T. C. Radiolaria: change in skeletal weight and resistance to solution. Geol. Soc of Amer. Bull., v. 80, p. 2103—2107, 1969.
Moore T. C., Heath G. R., Kowsmann R. O. Biogenic sedimentation in the Panama Basin.—J. Geol., 1973, v. 81, p. 458—472.
Morgenstern N. R. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents.—In: Marine geotechnique. Urbana, 1967.
Mörner N. A. Eustatic changes during the last 8 000 years in vew of radiocarbon calibration and new information from the Kattegat region and other Northwestern European coastal areas. Paleon., Paleocl., Paleoclim., v. 19, p. 63—85, 1976.
Morse J. W., Berner R. A. Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater. II. A kinetic origin for the lysocline.—Amer. J. Sci., 1972, v. 272, p. 840—851.
Mossop S. C. Volcanic dust collected at on altitude 20 km.—Nature, 1964, v. 203, p. 824—847.
Mrose H. Measurements of pH and chemical analyses of rain, snow and fogwater.—Tellus, 1966, v. 18, N 2-3.
Muecke G. K., Ade-Hall J. M., Aumento F., MacDonald A., Reynolds P., Hyndman K., Quintino J., Opdyke N., Lowril W. Deep drilling in an active geothermal area in the Azores.—Nature, 1974, v. 252, p. 281—285.
Muffler L. J., Short J. M., Keith T. E., Smith V. C. Chemistry of fresh and altered glass from the upper Triassic Houng Island Volcanics, Southeastern Alaska. Amer. Journ., Sci., v. 267, p. 196, 1969.
Muller G. Methods in sedimentary petrology. Stuttgart, 1967.
Muller K. E., Durby D. A., Clark D. L. Significance of atmospheric dust and ice rafting for Arctic ocean sediment. Geol. Soc. of Amer. Bull., v. 83, p. 205—212, 1972.
Muller G., Stoffers P. Mineralogy and petrology of Black Sea Basin sediments.—In: The Black Sea geology, chemistry and biology. Manasha, Banta, 1974.
Murozumi M., Chow T., Patterson C. Lead, dust and salt in firn and ice from Camp Century and Byrd Station.—Antarctic J., 1969, v. 4, N 5.
Murray J., Chumley J. The deep-sea deposits of the Atlantic ocean.—Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1924, v. 54, pt 1.
Murray J., Lee V. G. The depth and marine deposits of the Pacific.—Mem. Museum Compar. Zool., 1909, v. 38, N 1, p. 169.
Murray J., Renard A. F. Report on the deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H. M. S. «Challenger» in the years 1872 to 1876. London, 1891.
Nace R. L. Water of the world. Natural History, vol. 73, N 1, 1964.
Naidu A. S. Sedimentation in the Beafort Sea.—In: The marine geology and oceanography of the Arctic seas. Y. Herman (Ed.). N. Y., 1974.
Natland S. H. Basal ferromanganoan sediments of DSDP site 183, Aleutica abyssal plain and site 192, Meiji guyot, Northwest Pacific.—Leg. 19. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. XIX. Washington, 1973.
Naugler F. P., Silverberg N., Greager J. S. Recent sediments of the East Sibirian Sea.—In: Marine geology and oceanography of the Arctic seas. Y. Herman (Ed.). N. Y., 1974.
Nayudu Y. R. Recent sediments of the Gulf of Alaska.—Bull. Geol. Soc. America, 1958, v. 69, N 12.
Nayudu Y. R. Volcanic ash deposits in the Gulf of Alaska and problems of correlation of deep-sea ash deposits.—Marine Geol., 1964, v. 1, p. 194—212.
Nayudu Y. R. Petrology of submarine volcanics and sediments in the vicinity of the Mendocino fracture zone.—In: Progress in oceanography, v. 3. N. Y., Pergamon Press, 1965.
Neeb G. A. Composition and distribution of samples. The Shellius Expedition, Geological Results, pt 3, sect. 1, 1943.
Needham H. D. Ice-rafted rocks from the Atlantic ocean of the coast of the Cape of Good Hope.—Deep-Sea Res., 1962, v. 9(5).
Neev D., Emery K. O. The Dead Sea. Min. Developm. Geol. Surv. Israel, Jerusalim, 1967.
Nelson C. H., Kulm L. D., Carlson P. R., Dauccon J. R. Mazama ash in the Northeastern Pacific.—Science, 1968, v. 161, N 3836, p. 47—49.
Nesteroff W. D. Eassai d'interpretation du mécanisme des courants de turbidité.—Bull. Soc. géol. France, 1962, v. 4, N 7.
Nesteroff W. D. Le problème des turbidités les donnes oceanographiques modernes.—Bull. Soc. Géol. France, 1965, v. 4, N 4.
Newell N. D. Coral reefs.—Natural History, 1959, p. 119—131.
Newell N. D., Purdy E. G., Imbrie J. Bahamian oolitic sands.—J. Geol., 1960, v. 68, p. 481—497.
Newell N. D., Rigby J. K. Geological studies on the Great Bahama Bank.—In: Regional aspects of carbonate deposition. J. Le Blank, J. G. Breeding (Eds). Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ., N 5. Tulsa, 1957, p. 15—72.
Nigrini C. Radiolaria in relagic sediments from the Indian and Atlantic oceans. Bull. Scripps. Inst. Oceanography, v. 11, p. 1—106, 1967.
Niino H., Emery K. O. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea.—Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, p. 731—762.
Ninkovich D. Pleistocene volcanic eruptions in New Zealand recorded in deep-sea sediments.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1968, v. 4, p. 89—102.
Ninkovich D., Heezen B. Santorin tephra.—Proc. Colston Sympos., v. XVII. London, Betterworths Sci. Publ., 1965.
Ninkovich D., Heezen B. C. Physical and chemical properties of volcanic glass shards from Pussuolana ash Thera Island and from upper and lower ash layers in Eastern Mediterranean deep-sea sediments.—Nature, 1967, v. 213, N 5076.

Ninkovich D., Heezen B. C., Conolly J. K., Burckle L. M. South Sandwich tephra in deep-sea sediments.—Deep-Sea Res., 1964, v. 11, p. 605—619.

Ninkovich D., Opdyke N. D., Heezen B. C., Foster J. H. Paleomagnetic stratigraphy, rates of deposition and tephrachronology in the North Pacific deep-sea sediments.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, v. 1, p. 476—492.

Ninkovich D., Shackleton N. J. Distribution, stratigraphic position and the age of ash layer «L» in the Panama basin.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 27, p. 20—34.

Nockolds S. K. Average chemical composition of some igneous rocks.—Bull. Geol. Soc. America, 1954, v. 65, N 10.

Norin E. Occurence of an authigenous illitic mica in the sediments of the Central Tyrrhenian Sea.—Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1953, v. 34.

Normark W. R., Piper D. J. W. Deep-sea fan-valleys, past and present.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, v. 80, p. 1859—1866.

Norris R. A., Hart D. N. Confirmation of sonar-hydrophone detection of submarine eruptions.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 11.

Norris R. A., Johnson R. H. Submarine volcanic eruptions recently located in the Pacific by sonar hydrophones.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 650.

Nota D. S. Sediments of the Western Guina shelf.—Meded Landbowhogeschool te Wageningen. Nederland, 1958, v. 58(2).

Nozaki Y., Tsunogai S. Lead-210 in the North Pacific and the transport of terrestrial material through the atmosphere.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973a, v. 20, N 1, p. 88—92.

Nozaki Y., Tsunogai S. A simultaneous determination of lead-210 and polonium-210 in sea water.—Analyt. chim. acta, 1973b, v. 64, p. 209.

Oba T. Biostratigraphy and isotopic paleotemperature of some deep-sea core from the Indian Ocean.—Tohoku Univ. Sci. Roy. (Geol.), 1969, v. 41 (2), p. 129—195.

Okada H., Honjo S. The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific.—Deep-Sea Res., 1973, v. 20, p. 355—374.

Olausson E. Climatological, geoeconomical and paleooceanographical aspects on carbonate deposition.—In: Progress in oceanography, v. 4, M. Sears (Ed.). Oxford—N. Y., Pergamon Press, 1967.

Olausson E. Quaternary correlations and the geochemistry of oozes.—In: The micropalaeontology of oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge Univ. Press, 1971.

Opdike N. D., Glass B., Hays J. D., Foster J. Paleomagnetic study of Antarctic deep-sea cores.—Science, 1966, v. 154, 349—356.

Oshite K. Suspended matter in the seawater of South-Eastern part of Hokkaido (in Japan).

Osterberg C. L., Kulm L. D., Byrne J. V. Gamma emitters in marine sediments near the Columbia river.—Science, 1963, v. 139, p. 916—917.

Parker F. L. Distribution of planctonic foraminifera in some Mediterranean sediments.—Deep-Sea Res., 1955, v. 3, Suppl., p. 204—211.

Parker F. L. Distribution of planctonic foraminifera in recent deep-sea sediments.—In: The micropalaeontology of oceans. B. M. Funnell and W. R. Riedel (Eds). Cambridge, Univ. Press, 1971.

Parkin D. W., Delany A. C., Delany A. C. A search for airborne cosmic dust of Barbados.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, p. 1311—1320.

Parkin D. W., Phillips D. K., Sullivan R. A. Airborne dust collected over the North Atlantic.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 9.

Parmenter C., Folger D. W. Eolian biogenic detrites in deep-sea sediments: a possible index of Equatorial Ice age aridity.—Science, 1974, v. 185, p. 695—698.

Parrenga D. H. Glauconite and chamosite as depth indicators. Marine Geol., 5(5/6), 1967.

Pasternak F. A. Marine biology of the East Atlantic continental region.—In: The Geology of the East Atlantic continental margin, v. 1. F. M. DeLany (Ed.). London, 1970.

Pelagic sediments. K. Hsü and H. Jenkyns (Eds). Blackwell Sci. Publ. Oxford, 1974.

Pertner J. M. Zur Theorie des Bishoprings.—Met. Zeit, 1889, Bd 6, S. 401.

Peterson M. N. A. Calcite: rate of dissolution in a vertical profile in the Central Pacific.—Science, 1966, v. 154, p. 1542—1544.

Peterson M. N. A., Edgar N. T., Cita M., Gartner S., Goll K., Nirgini C., von der Borch C. Shipboard site reports.—Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. II. Washington, 1970.

Peterson M. N. A., Goldberg E. D. Feldspar distribution in South Pacific pelagic sediments.—J. Geophys. Res., 1962, v. 67, N 9.

Peterson M. N. and *Griffin J. J.* Volcanism and clay minerals in the southeastern Pacific. Journ. Marine Res., v. 22, N 1, p. 13—21, 1954.

Petrenchuk O. P., Drosdova V. M. On the chemical composition of cloud water.—Tellus, 1966, v. 18, N 2-3.

Phleger F. B. Foraminifera of three submarine cores from the Tyrrhenian Sea.—Göteborgs Kgl. vet-och. vitterhets-Samhäl. Handl., Sjätte Följeden, ser. B, 1947, v. 5, N 5, p. 19.

Phleger F. B. Foraminifera of a submarine cores from the Caribbean Sea.—Ibid., 1948, N 14, p. 9.

Pia J. Die rezenten Kalksteine. Leipzig, Akad. Verl., 1933, S. 420.

Picciotto E. E. Geochemical investigations of show and firn samples from East Antarctica.—Antarctic J., 1967, v. 2, N 6.

Piersen D. H., Cambray R. S., Howson C. L. Transfer of nuclear debries from Southern to the Northern troposphere during 1968.—J. Geophys. Res., 1969, v. 75, N 9.

Pilkey O. H. Heavy minerals of the U. S. South Atlantic continental shelf and slope.—Bull. Geol. Soc. America, 1963, v. 74, N 5.

Pilkey O. H., Goodell H. G. Trace elements in recent molfusk shells.—Limnol. and Oceanogr., 1963, v. 8, N 2, p. 137—147.

Pilkey O. H., Hower J. The effect of environment on the concentration of skeletal magnesium and strontium in Dendraster.—J. Geol., 1960, v. 68.

Pilkey O. H., Noble D. Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf.—Deep-Sea Res., 1966, v. 13, p. 1—16.

Pines F. Chemical composition of the desert soils in Central and Southern Negev.—Bull. Res. Council Israel, 1957, v. B6, p. 269.

Piper D. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 19, N 1.

Piper D. Z., Graef P. A. Gold and rare-earth elements in sediments from the East Pacific Rise.—Marine Geol., 1974, v. 17, p. 287.

Piper D. Z., Veeh H. H., Bertand W. C., Chase R. L. A iron-rich deposit from the Northeast Pacific.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, p. 114—120.

Plank W. S., Zanfeld I. R. The distribution of suspended matter in the Panama Basin.—J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 7117—7121.

Plumley W. J. Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport.—J. Geol., 1948, v. 56.

Poet S. E., Moore H. E., Martell E. A. Lead-210, bismuth-210, plutonium-210 in the atmosphere: accurate ratio measurement and application to aerosol residence

time determination.—J. Geophys. Res., 1972, v. 77, p. 6565—6617.
Poldervaart A. Chemistry of the Earth's crust.—Spec. Paper Geol. Soc. America, 1955, N 62.
Pratje O. Die marinen Sedimente als Abbildung ihrer Unwelt und ihre Auswertung durch die regionalstatistische Methode.—Fortschr. Geol. und Planet. Berlin, 1932, Bd 19, N 35.
Presly B. J., Kaplan I. R. Interstitial water chemistry.—Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Leg. 4. Washington, 1970.
Price N. B. Major elements composition of suspended particulate matter in the waters of the Cariaco Trench, Venesuela. Deep-Sea Res. 1975, v. 10, N 2.
Price N. B., Calvert S. E. A study of the geochemistry of suspended matter in coastal waters.—*Marine Chem.*, 1973, v. 1, p. 169—189.
Prospero J. M. Atmospheric dust studies on Barbados.—Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1968, v. 49, N 6.
Prospero J. M., Bonatti E. Continental dust in the atmosphere of the Eastern Equatorial Pacific.—J. Geophys. Res., 1969, v. 74, N 13.
Prospero J. M., Carlson T. N. Radon-222 in the North Atlantic trade winds: ist relationship to dust transport from Africa.—Science, 1970, v. 167, p. 974—977.
Prospero J. M., Bonatti E., Maynard N. G. Continental dust in the atmosphere of the Eastern Equatorial Pacific.—Meet. Amer. Geophys. Union. Washington, April, 8, 1968.
Pytkowicz R. M. Calcium carbonate and the in situ pH.—Deep-Sea Res., 1963, v. 10, p. 633—638.
Pytkowicz R. M. On the carbonate compensation depth in the Pacific ocean.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1970, v. 34, p. 836—839.
Pytkowicz R. M. The carbon dioxide system in the oceans.—Swiss J. Hydrol., 1973, v. 35, p. 8-28.
Pytkowicz R. M. Some trends in marine chemistry and geochemistry.—Earth Sci. Rev., 1974.
Pytkowicz R. M., Connors D. N. High pressure solubility of calcium carbonate in seawater.—Science, 1964, v. 144, p. 840—841.
Pytkowicz R. M., Hawley J. E. Bicarbonate and carbonate ion-pairs and a model of seawater at 25 °C.—Limnol. and Oceanogr., 1974, v. 19, N 2.
Rad U. von., Röch H. Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the Central Atlantic.—Spec. Bull. Intern. Assoc. Sedimentologists, 1974, N 1, p. 327—347.
Radczewski O. E. Eolian deposits in marine sediments.—In: Recent marine sediments. P. D. Trask (Ed.). Tulsa, 1939.
Rama. Monsoon circulation from observation of natural radon.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 6, N 1, p. 56.
Rama, Koide M., Goldberg E. D. Lead-210 in natural waters.—Science, 1961, v. 134, p. 98.
Rancitelli L. A., Perkins R. W. Trace element concentrations in the troposphere and lower stratosphere.—J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 15.
Ravikovitch S., Pines F., Ben Yair M. Composition of colloids in the soils of Israel.—Ktavim, 1968, v. 9, p. 69—82.
Reed I. I., Hornibrook N. B. Sediments from the Chatam Rise.—N. Z. J. Sci. and Technol. B, 1952, v. 34, N 3.
Reid I. L. On circulation, phosphate-phosphorus content and zooplancton volumes in the upper part of the Pacific Ocean.—Limnol. and Oceanogr., 1962, v. 7, N 3.
Revelle R. R. Marine bottom samples collected in the Pacific ocean by the «Carnegie» of its seventh cruise.—Scient. Results of Cruise VII of the «Carnegie». 1928—1929.—Oceanography Washington Publ. N 556, 1944, v. 2, p. 182.
Revelle R., Bramlette M., Arrhenius G., Goldberg E. D. Pelagic sediments of the Pacific.—Spec. Paper. Geol. Soc. America, 1955, v. 62.
Revelle R., Fairbridge R. Carbonates and carbon dioxide.—Bull. Geol. Soc. America, 1957, v. 67, N 1, p. 239—296.
Rex R. W. Authignic silicates formed from basaltic glass by more than 60 million yeras contact with seawater, Sylvania Guyot, Marshall Islands.—In: Clays and clay minerals, N. Y., Pergamon Press, 1967, v. 15, p. 195—203.
Rex R. W., Goldberg E. D. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific ocean.—Tellus, 1958, v. 10, p. 153—159.
Rex R. W., Goldberg E. D. Insolubles.—In: The sea, v. I. M. N. Hill (Ed.). N. Y., Wiley, 1962.
Rex R. W., Martin B. D. Clay mineral formation in seawater by submarine weathering of K-feldspar.—In: Clay and clay minerals, v. 26. Earth Sciences. Ingerson (Ed.). N. Y., Pergamon Press, 1966.
Rex R. E., Murray B. X-ray mineralogy studies.—Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project, Leg. VII, Washington, 1970.
Rex R. W., Syers L. K., Jackson M. L., Clayton R. N. Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments.—Science, 1969, v. 163, p. 277—278.
Richards A. F. Transpacific distribution of floating pumice from Islands San Benedicto, Mexico.—Deep-Sea Res., 1958, v. 5, p. 29—35.
Richards A. F. Volcanic sounds: investigation and analysis.—J. Geophys. Res., 1963, v. 68, p. 919—928.
Richards A. F., Dietz R. S. Eruption of Barcena volcano, San Benedicto Islands, Mexico.—Eighth Pacif. Sci. Congr., 1956, p. 157—176.
Riedel W. R. Siliceous organic remains in pelagic sediments.—In: Silica in sediments. H. A. Ireland (Ed.). Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec Publ., N 7. Tulsa, 1959.
Riedel W. R., Bramlette M. N. Tertiary sediments in the Pacific Ocean Basin.—1st Intern. Oceanogr. Congr. Washington, Preprints, 1959.
Riedel W. A., Funnel B. M. Tertiary sediment cores and microfossils from the Pacific Floor.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, v. 120, p. 305—368.
Riley J. P., Chester R. Introduction in Marine Chemistry. London, Academic Press, 1971.
Risebrough R. W., Huggett K. J., Griffin J. J., Goldberg E. D. Pesticides: transatlantic movement in the North East Trades.—Science, 1968, v. 159, p. 1233—1236.
Rittman A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, Ferdinand Enke Verl. 1960.
Rodgers J. The distribution of marine carbonate sediments : a review.—In: Regional aspects of carbonate deposition. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ., N 5. Tulsa, 1957.
Ridolfo K. S. Sediments of the Andaman basin, Northeastern Indian ocean.—Marine Geol., 1969, v. 7, p. 371—402.
Rona P. Relations between rates of sediments accumulation on continental shelves, sea-floor spreading and eustasy inferred from the control North Atlantic.—Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, p. 2851—2871.
Rosen J. M. The vertical distribution of dust to 30 kilometres.—J. Geophys. Res., 1964, v. 69, N 21.
Rosen J. M. Simultaneous dust and ozone soundings over North and Central America.—J. Geophys. Res., 1968, v. 73(2), p. 479—486.
Ross D. A. The Red and Black Sea.—Amer. Scientis, 1971, v. 59, N 4, p. 420—424.
Ross D. A., Degens E. T. Recent sediments of Black Sea.—In: The Black Sea—geology, chemistry and biology. E. T. Degens and D. A. Ross (Eds). Tulsa, 1974.
Roth P. H., Berger W. H. Distribution and dissolution of coccoliths in the South and Central Pacific.—In:

Dissolution of deep-sea carbonates. Cushman Found. Spec. Publ., N 13. Lawrence, 1975.
Roth P. H., Mullin M. M., Berger W. H. Coccolith sedimentation by fecal pellets: laboratory experiments and field observations.—Geol. Soc. of Amer. Bull., 1975, v. 86, p. 1079—1084.
Rosen C. F. Mazama ash from the continental slope of Washington.—Northwest Sci., 1967, v. 41, p. 103—109.
Rudman A. J., Summerson C. H., Hinze W. J. Geology of basement in Midwestern United States.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1965, v. 49, p. 894—904.
Rydell N. S., Prospero J. M. Uranium and thorium concentration in wind-borne Saharas dust over the Western Equatorial North Atlantic ocean.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 14, N 3.
Ryther S. N., Mensel D. W. Influence of the Amason River outflow on the ecology of the western tropical Atlantic.—J. Marine Res., 1967, v. 25, p. 69.
Sackett W., Arrhenius G. Distribution of aluminium species in the hydrosphere.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1962, v. 26.
Saito T., Be A. W. H. Paleontology of deep-sea deposits.—In: International dictionary of geophysics. N. Y., Pergamon Press, 1970.
Sanders J. R., Friedman G. M. Position of regional carbonate/noncarbonate boundary in nearshore sediments a coast: possible climatic indicator.—Bull. Geol. Soc. America, 1969, v. 80, N 9.
Sapper K. Vulkankunde. Stuttgart, 1927.
Sasaki T., Okami I., Oshiba G., Watanabe S. Studies of suspended particles in deep-sea water.—Sci. Papers of Inst. of Phys. and Chemic. Res., 1962, v. 56, N 1.
Savin S. M., Douglass R. G. Stable isotope and trace element geochemistry of recent planctonic foraminifera from the South Pacific.—Geol. Soc. America, Bull. 1973, v. 84, p. 2327—2342.
Sayles F. L., Bischoff J. L. Ferromanganoan sediments in the Equatorial East Pacific.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, N 2.
Scheidegger K. F. Volcanic ash layers in deep-sea sediments and their petrological significance.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 17, N 2.
Schink D. R. Budget for dissolved silica in the Mediterranean Sea.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, v. 31, p. 987.
Schink D. R., Fanning K. A. Processes affecting the concentrations of silica of the sediment-water interface of the Atlantic. Preprints, 1974.
Schink D. R., Fanning K. A., Pilson M. E. Silica in the upper pore water of the Atlantic ocean floor. Journ. Geoph. Res., v. 79, N 15, 1974.
Schlee I. S., Pratt R. M. Atlantic continental shelf and slope of the United States—gravels of the Northeastern part. Geol. Surv. Profess. Paper, N 529-H. Washington, 1970, p. 39.
Schneider E. D., Fox P. J., Hollister C. D., Needham H. D., Heezen B. C. Farther evidence of contour currents in the western North Atlantic.—Earth and Planet. Sci. Lett. 1967, v. 2, N 4.
Schopf T. I., Manheim F. T. Chemical composition of Ectoprocta (Bryozoa).—J. Paleontol., 1967, v. 41, N 5.
Schott G. Geographie des Indischen und Stillen ozeans. Hamburg, 1935.
Schott W. On the sequence of deposites in the Equatorial Atlantic Ocean.—Göteborgs Kgl. Vet.-och., viterhetssamhäl. handl., ser. B, 1952, v. 6, N 2.
Schott W. Planctonic foraminifera on the deep-sea floor in the North Atlantic Ocean.—1st. Intern. Oceanogr. Congr. Washington, 1959, Preprints.
Sclater J. C., Anderson R. N., Bell M. L. Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific.—J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 7888—7915.
Sederholm J. J. The average composition of the Earth's crust in Finland.—Bull. Commiss. géol. Finlande, 1925, v. 70, p. 3—20.
Sarnthein M. Sedimentologische Merkmale für die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischem Gulf.—Geol. Rundschau, 1970, Bd 59, N 2.
Shad S. J. Rocks of the Mid-Atlantic Ridge.—J. Geol., 1949, v. 57, p. 89—92.
Sharma G. D. Geological oceanography of the Bering Shelf.—In: Marine geology and oceanography of the Arctic Seas. Y. Herman (Ed.). N. Y., 1974.
Shepard F. P. Turbidity currents and erosion of the deep-sea floor.—Intern. Oceanogr. Congr. Washington, 1959, Reprint.
Shepard F. P. Submarine geology. 3rd. ed. N. Y., Harper and Row., 1973.
Shepard F. P., Emery K. O. Congo submarine canyon and fan valley.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, p. 1679—1691.
Shumskiy P. A., Krenke A. N., Sotikov I. A. Ice and its changes.—In: Res. in geophysics, v. 2. Solid Earth and interface phenomena. Cambridge, MIT Press, 1964.
Shumway G. A. Rafted pebbles from the deep ocean off Baja California.—J. Sediment. Petrol., 1953, v. 23, N 1.
Siddique H. N. Provenance of the Dune Sands of the Balasore Coats. Orissa.—Rec. Geol. Surv. India, 1966, v. 94, pt 2.
Siddique H. N. Recent sediments of the Bay of Bengal.—Marine Geol. 1967, v. 5, p. 249—291.
Siever R., Beck K. C., Berner R. A. Composition in interstitial waters of modern sediments.—J. Geol., 1965, v. 73, N 1, p. 39—73.
Siever R., Kastner M. Mineralogy and petrology of some Mid-Atlantic Ridge sediments.—J. Marine. Res., 1967, v. 25, p. 263—278.
Silification In: Physiology and biochemistry of algae (Lewin J. C. Ed.). N. Y., Acad. Press, 1962.
Sillen L. G. The physical chemistry of seawater:—In: Oceanography. M. Sears (Ed.). Publ., N67. N. Y., Amer. Asoc. Advances Sci., 1961, p. 549—581.
Silverman S. R. The isotope geology of oxygen. —Geochim. et Cosmochim. Acta, 1951, v. 2, p. 26—42.
Sindowski F. K. H. Results and problems heavy mineral analysis in Germany of view of sedimentary-petrological papers 1938—1948.—J. Sediment Petrol., 1949, v. 19, N 1.
Smith D. G., Westgate I. A. Electron probe technique for characteristing pyroclastic deposits.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, v. 5, N 5.
Snodgrass J. M., Richards A. F. Observations on underwater volcanic acoustics at Barcena Volcano, San Benedicto Islands Mexico, and in Shelihof Strait, Alaska.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, v. 37, p. 97—104.
Solovyev A. V. Typical features of sedimentation process on the Sea of Japan.—Intern. Geol. Rev., 1960, v. 4, p. 17—23.
Steeman Nilsen N. E. On organic production in the oceans.—J. Conseil Perman. Intern. Fxplorat. Mer., 1954, v. 19.
Steiner I., Grillmair E. Possible Galactic causes for periodic and episodic glaciations.— Bull.Geol. Soc. America, 1972, v. 83.
Steinhauser F. Über die pH-werte des Niederschlags der Schneedecke und des Grundwasser in Wien.—Arch. Meteorol., Geophys. und Biol., 1959, Bd. 9, S. 86—100.
Stockman K. W., Ginsburg R. N., Shinn E. A. The production of lime mud by algai in South Florida.—J. Sediment Petrol., 1967, v. 37, N 2.
Stommel H. The abyssal circulation.—Deep-Sea Res., 1958, v. 5, p. 80.
Stumm W., Morgan L. J. Aquatic chemistry.—N. Y., M. Wiley, 1970.

Sugden W. Some aspects of sedimentation in the Persian Gulf.—J. Sediment. Petrol., 1963, v. 33, p. 355—364.
Sugimura A. Regional variation of the K_2O/Na_2O rations of volcanic rocks in Japan and environments.—J. Geol. Soc. Japan., 1961, v. 67, p. 292—300.
Sujkowski Z. L. Average chemical composition of the sedimentary rocks.—Amer. J. Sci., 1952, v. 250, p. 360—374.
Summerhayes C. P. Recent sedimentation around northernmost New Zealand.—N. Z. I. Geol. and Geophys., 1969, v. 12(1), p. 172—207.
Sverdup H. U., Johnson M. W., Fleming R. N. The oceans. N. Y., 1942.
Swift D., Stanley D., Curray J. Relict sediments on continental shelves: a reconsideration.—J. Geol., 1971, v. 79, N 3.
Swindale L. D., Pow-Foong Fan. Transformation of gibbsite to chlorite in ocean bottom sediments.—Science, 1967, v. 157, p. 799—800.
Swinford A., Frye J. Petrographic composition of some Loess samples from Western Europe with Kansas Loess.—J. Sediment. Petrol., 1955, v. 25, p. 2—23.
Syers J. K., Jackson M. L., Berkheiser V. S., Clayton R. N., Rex R. W. Eollian sediment influence on pedogenesis during the Quaternary.—Soil Sci., 1969, v. 107, N 6.
Syers J. K., Mokma D. L., Jackson M. L., Rex R. W., Dolcater D. L. Mineralogical composition and cesium-137 retention properties of continental aerosolic dusts.—Soil Sci., 1972, v. 113, p. 116—123.
Tabor E. C., Warren W. V. Distribution of certain metals in the atmosphere of some American cities.—A. M. A. Arch, Ind. Health. 1958, v. 17, p. 145—151.
Taft W. H. Mineralogy of carbonate sediments along the western margin of Florida bay.—Proc. 1st Nat. Coastal and Shallow Water Res. Conf. D. Gorsline (Ed.). Baltimore, 1962.
Takahashi T. Carbonate chemistry of seawater and the calcite compensation depth in the oceans.—In: Dissolution of deep-sea carbonates. Cushman Found. Spec. Publ. N 13. Lawrence, 1975.
Tappan H. Primary production, isotopes and the atmosphere.—Paleogeography. Paleoclimatology, Paleoecology, 1968, v. 4, p. 187—210.
Tappan H. Microplancton, ecological succession and evolution.—Proc. N. A. Paleontol. Conv., pt H, 1971, p. 1058—1103.
Tappan H., Loeblich A. R. Geological implication of fossil phytoplancton evolution and time-space distribution.— Spec. Paper Geol. Soc. America, 1971, v. 127.
Tappan H., Loeblich A. R. Evolution of the oceanic plancton.—Earth-Sci. Rev., 1973, v. 9, p. 207—240.
Tapping W. W. Tephrostratigraphy and chronology of Late Quaternary eruptives from the Tongariso volcanic center, New Zealand.—N. Z. J. Geol. and Geophys., 1973, v. 16, N 3.
Taylor P. S., Stoiber R. E. Soluble materials on ash from active central American Volcano.—Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83.
Taylor S. R. Trace element abundances and the chondritic Earth model.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 28.
Taylor C. B., Gliozzi J. Distribution of particulate matter in a firn core from Eighth Station, Antarctica.—Amer. Geophys. Union. Antarctic. Res. Ser., 1964, N 2, p. 267.
Terzagi K. Varieties of submarine slope failures.—Proc. 8th Texas Conf. Soil Mech. and Found. Engng Spec. Publ., N 29. Austin, 1956.
Terzagi K. Varieties of submarine slope failures.—Norges Geotekn. Inst. Publ. N 25, 1975.
Teyer F. Bentic foraminifera trends, Pacific-Antarctic basin.—Deep-Sea Res., 1971, v. 18, p. 723—738.
Thiel E. C. The amount of ice on planet Earth. Antarctic Res. Geophys. Monogr., N 7, Publ. N 1036, 1962.
Thompson M. E. Magnesium in seawater: an electrode measurement.—Science, 1966, v. 153, p. 866—867.
Thorp E. M. Florida and Bahama marine calcareous deposits.—In: Recent marine sediments. P. D. Trask (Ed.). Tulsa, 1939, p. 283—297.
Tooms J. C., Summerhayes C. P., McMaster R. L. Marine geological studies on the North-West African margin; Rabat—Dakar.—In: The geology of the East Atlantic continental margin, F. M. Delany (Ed.), v. 4, London, 1971.
Tsunogai S., Nishimura M., Nakaya S. Calcium in the Antarctic ocean.—J. Oceanogr. Soc. Japan, 1971, v. 27, p. 191—196.
Tsunogai S., Nozaki Y. Lead-210 and Polonium-210 in the surface water of the Pacific.—Geochem. Journ., 1971, 5, 165.
Tsunogai S., Yamahata H., Kudo S., Saito O. Calcium in Pacific ocean.—Deep-Sea Res., 1973, v. 20, p. 717—726.
Tucholke B. E. Sediment distribution and deposition by the Western Boundary Undercurrent; the Greater Antilles Outer Ridge.—J. Geol., 1974, v. 82.
Tucholke B. E., Ewing J. I. Bathymetry and sediment geometry of the Greater Outer Ridge and vicinity.—Bull. Geol. Soc. America, 1974, v. 85, p. 1783—1802.
Tucker G. B. Upper winds over the world.—Meteorol. London. Geophys. Mem., 1960, 105.
Turekian K. K. Rates of accumulation of several trace elements in carbonate rich Atlantic deep-sea cores.—Spec. Paper Geol. Soc. America, 1962, N 68.
Turekian K. K. Rates of calcium carbonate deposition by deep-sea organism, molluscs and coral-algae association.—Nature, 1963, v. 197, p. 277.
Turekian K. K. The geochemistry of the Atlantic ocean basin.— Trans. N. Y. Acad. Sci., Ser. II, 1964, v. 26, N 3.
Turekian K. K. Some aspects of the geochemistry of marine sediments.—In: Chemical oceanography, v. 2. Riley and Skirrow (Eds). N. Y., Acad. Press, 1965, p. 81—126.
Turekian K. K. The oceans, streams and atmosphere in «Handbook of Geochemistry». Ed. K. H. Wedepohl, v. 1, Springer Verlag. Berlin, 1969.
Turekian K. K., Imbrie J. The distribution of trace elements in deep-sea sediments of the Atlantic Ocean.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1966, v. 1, p. 161—168.
Turekian K. K., Stuiver M. Clay and carbonate-accumulation rates in three South Atlantic deep-sea cores.—Science, 1964, v. 146, N 3640.
Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.—Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, p. 174—192.
Udden I. A. Mechanical composition of clastic sediments.—Bull. Geol. Soc. America, 1914, v. 25.
Vacquier V., Raff A. D., Warren R. E. Horizontal displacement in the floor of the Pacific ocean.—Bull. Geol. Soc. America, 1961, v. 72, p. 1267—1270.
Vallentin R. Some remarks on the dispersal of marine animals by means of seaweeds.—Ann. Natur. History, Ser. 6, 1895, v. 16.
Van Andel T. H. Sediments of the Rhone delta.—Vern. Kon. Nederland Mijn. Genootschap. Geol. Ser. Deel XV, bl. 357—556, 1955.
Van Andel T. H. Sources and dispersion of holocene sediments, Northern Gulf of Mexico.—In: Recent sediments Northwest Gulf of Mexico. F. P. Shepard, F. B. Phleger, Tj. H. van Andel (Eds). Tulsa, 1960.
Van Andel T. H. Recent marine sediments of Gulf of California.—Marine Geol. Gulf. Calif. Sympos. Mem., N 3. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1964.
Van Andel T. H. The Orinoco delta.—J. Sediment Petrol., 1967, v. 37, N 2.

Van Andel T. H. Texture and dispersal of sediments in the Panama basin.—J. Geol., 1973, v. 81, N 4, p. 434—457.

Van Andel T. H. Mezozoic/cenozoic calcite compensation depth and global distribution of calcareus sediments. Earth and Planet Sci. Lett., v. 26, p. 187—194, 1975.

Van Andel T. H., Heath G. R., Malfit B. T., Heinrichs D. F., Ewing J. I. Tectonics of the Panama Basin, eastern equatorial Pacific.—Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, p. 1489—1908.

Van Andel T. H., Joseph R., Curray J., Veevers J. J. Recent carbonate sediments of the Sahul Shelf — Northwestern Australia. Nat. Sci. Found. and Office of Naval Res., 1961.

Van Andel T. H., Heath G. R., Moore T. C. Cenozoic History and Paleoceanography at the Central Equatorial Pacific ocean. The Geol. Soc of America Memoir 143, 1975.

Van Andel T. H., Moore T. C. Cenozoic calcium carbonate distribution and calcium compensation depth in the Central Equatorial Pacific Ocean.—Geology (in press).

Van Andel T. H., Postma H. Recent sediments of the Gulf of Paria.—Reports of the Orinoco Shelf Expedition, v. 1.—Verh. Kon. Ned. Akad. van Wetenschappen afd Natuurkunde Erstereevs, deel XX N 5, 1954.

Van Andel T. H., Sachs P. L. Sedimentation in the Gulf of Paria during the Holocene Transgression.—J. Marine Res. 1964, v. 22 N 1.

Van Andel T. H., Veevers J. J. Morphology and sediments of the Timor sea.—Common Austral. Dep. Nat. Developm. Bur. Mineral Res., Geol., Geophys. Bull., 1967, N 83.

Vaughan T. V. Corals and the formation of coral reefs.—Annual Rept. Smithsonian Inst. for 1917. 1919. Washington, p. 189—276.

Veeh H. H., Bostrom K. Anomalous U^{234}/U^{238} in the East Pacific Rise.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, v. 10, p. 372.

Veeh H. H., Calvert S. E., Price N. B. Accumulation of uranium in sediments and phosphorites of the South-West Africa shelf.—Marine Chem., 1974, v. 2, p. 182—202.

Venkatarathnam K., Biscaye P. E. Deep-sea zeolites: variations in space and time in the sediments of the Indian ocean.—Marine Geol., 1973, v. 15, p. M 11—M 17.

Venkatarathnam K., Biscaye P. E. Clay mineralogy and sedimentation in the Eastern Indian ocean.—Deep-Sea Res., 1973, v. 20, N 8.

Venkatarathnam K., Biscaye P. E., Ryan W. B. Origin and dispersal of Holocene sediment in the Eastern Mediterranean Sea.—In: Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory. D. Stanley e. a.(Eds.). Strousburg, 1972.

Venkatarathnam K., Hays J. D. Sedimentation in the Indian ocean.—In: Deep-sea sediments, v. 2. A. L. Inderbitzen (Ed.). N. Y., Plenum Press, 1974.

Venkatarathnam K., McManus D. A Origin and distribution of sands and gravels on the Northern Continental Shelf of Washington—J. Sediment Petrol., 1973, v. 43, N 3.

Vilks G. Recent foraminifera in the Canadian Arctic.—Micropaleontology, 1969, v. 15, p. 35—60.

Vinot-Bertonille A. C., Duplessy J. C. Individual isotopic fractionation of carbon and oxygen in benthyc foraminifera.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 18, N 2.

Vogt P. R. Volcano spacing, fractures and thickness of the lithosphere.—Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v. 21, N 3.

Von der Borch C. C. The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, South Australia.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1965, v. 29, p. 781—799.

Von der Borch C., Nesteroff W., Galehouse Z. Iron-rich sediments cored during Leg VIII DSDP.—Initial Reports DSDP, 1971, v. VIII.

Von der Borch, Rex R. W. Amorphous iron oxide precipitates in sediments cored during Leg 5,DSDP.—Initial Reports, 1970, v. 5, p. 541.

Von der Borch C. C., Rubin M., Skinner B. J. Modern dolomite from South Australia.—Amer. J. Sci., 1964, v. 262, p. 1116—1118.

Vucetich G. C., Pullar W. A. Stratigraphy and chronology of Late Pleistocene volcanic ash beds in central North Island, New Zealand.—N. Z. J. Geol. and Geophys., 1969, v. 12, N 4.

Vucetich G. C., Pullar W. A. Holocene tephra formations erupted in the Taupo area, and interbedder tephras from other volcanic sources.—New Zeal. Geol. and Geophys., 1973, v. 16, N 3.

Wangersky P. Y. Distribution of suspended carbonate with depth in the ocean.—Limnol. and Oceanogr., 1969, v. 14, N 6.

Warner T. B., Geiskes J. M. Iron-rich basal sediments from the Indian ocean, site 245.—Initial Reports of Deep-Sea Drilling Project, Leg. 25, Washington, 1974.

Warnke D. A. Glacial erosion, ice-rafting and glacial-marine sediments: Antarctica and Southern Ocean.—Amer. J. Sci., 1970, v. 269, p. 276—294.

Wattenberg H. Kohlensaure und Kalzium karbonate in Meer.—Fortschr. Mineral., 1936, Bd 20, S. 168—195.

Weaver F. M. Pliocene paleoclimatic and paleoglacial history of East Antarctic recorded in deep-sea piston cores.—Unpubl. Thesis Dep. Geol. Florida State. Univ. Tallahasee, 1973.

Weaver F. M., Wise S. W. Early diagenesis of a deep-sea bedded chert.—Antarctic. J., 1973, v. 8, N 5.

Webb P. N., Warren G. Isotope dating of Antarctic Rocks. A summary 2.—N. Z. J. Geol. and Geophys., 1965, v. 8, N 2.

Wedepohle K. H. Chemical fractionation in the sedimentary environment. In: «Origin and distribution of the elements». Ed. L. H. Ahreus, p. 999—1016, Perg. Press. Oxford, N. Y., 1968.

Wedepohl K. H. (ed.). Handbook of Geochemistry (vol. 1,2). Springer, Berlin —N. Y., 1969.

Wedepohl K. H. Composition and abundance of common igneous rocks.—In: Handbook of geochemistry, v. 1. K. Wedepohl. (Ed.). Berlin —N. Y., Springer, 1969.

Wedepohl K. H. Geochemische daten von Sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihrem faziellen and petrogenetischen Aussagewert. Verh. Geol., N 4, p. 692—705, 1970.

Wellman H. W. New Zealand Quaternary tectonics.—Geol. Rundschan, 1955, Bd 43, S. 248—257.

Wells J. W. Recent corals of the Marschall Islands, Bikini and nearby atolls.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1954, v. 260-1, p. 385—486.

Wells J. W. A survey of the distribution of reef coral genera in the Great Barrier Reef region.—Rept. Gr. Barrier Reef Commiss., 1955, v. 6, pt 2, p. 1—9.

Wells J. W. Coral reefs.—Mem. Geol. Soc. America, 1957, v. 1, N 67, p. 609—631.

Wenthworth C. K. The mechanical composition of sediments in graphic form.—Univ. Iowa Studies Natur. History, 1932, v. 14, N 219.

Whipple F. L. The dust cloud about the Earth.—Nature, 1961, v. 189, 4759.

Whitby K. T., Charlson R. E., Wilson W. E., Stevens R. K. The size of suspended particle matter in air.—Science, 1974, v. 183, N 4129, p. 1098.

White D. E. Environments of generation of some base-metal ore deposits.—Econ. Geol., 1968, v. 63, N 4.

СПИСОК КАРТ

Питающие мегапровинции Земли и макропровинции океанов (рис. 1, вклейка) . . . . . 6—7
Распределение терригенного осадочного материала в океанах (рис. 3, вклейка) . . . . . 6—7
Распределение абсолютных масс терригенного материала в океанах (рис. 5) . . . . . .34—35
Пути миграции осадочного материала на дне морей и океанов, поверхностные и глубинные течения (рис. 6) . . . . . .38—39
Гранулометрический состав донных осадков и взвеси морей и океанов (песчано-алевритовые фракции) (рис. 8) . . . . . .44—49
Гранулометрический состав донных осадков и взвеси морей и океанов (пелитовые фракции) (рис. 9) . . . . . .51—56
Распределение абсолютных масс пелитового (субколлоидного) материала в донных осадках морей и океанов (рис. 10) 57
Генетическая гранулометрия донных осадков умеренной и ледовой зон (рис. 11) . . . . . .58—59
Генетическая гранулометрия донных осадков Индийского океана (ледовая и экваториальная зоны) (рис. 12, вклейка) . . . . . .60—61
Схема циркуляции воздуха на меридиональных разрезах от Северного до Южного полюса (рис. 13) 64
Схема питающих провинций, изученности и провинций эолового материала (рис. 14, вклейка) . . . . . .68—69
Распределение эолового материала в атмосфере (рис. 15) . . . . . .66—67
Роль эолового материала в терригенной седиментации (рис. 18) . . . . . .74—75
Распределение и генезис слюд в поверхностном слое осадков Тихого океана (рис. 19) 87
Распределение и генезис кварца в донных осадках океанов (рис. 20, вклейка) . . . . . .68—69
Распределение абсолютных масс и генезис кварца в донных осадках океанов (рис. 21) 91
Распределение и генезис полевых шпатов в донных осадках океанов и питающие провинции континентов (рис. 22) 95
Связь тонкодисперсных минералов (полевых шпатов и кварца) с факторами среды (рис. 23) 97
Зависимость отношений кварц—полевые шпаты и кварц—иллит в донных осадках от климатической зональности (рис. 24) 99
Биогенный материал в аэрозоле и донных осадках аридной зоны Северной Атлантики (рис.26) 104
Пути миграции эолового материала, трассированные по данным ядерных взрывов (рис. 27) 105
Современное и древнее оледенение океанов и петрография каменного материала в осадках (рис. 28) . . . . . 112—113
Современное оледенение Антарктиды и распределение каменного материала в океанских осадках (рис. 29) . . . . . 114—115
Петрографический состав и провинции гравийно-галечного материала в донных осадках Восточной Антарктики (рис. 30, вклейка) . . . . 122—123
Минералогические провинции песчано-алевритового материала в Мировом океане (терригенные и вулканогенные) (рис. 31, вклейка) . . . . . 122—123
Сопоставление минерального состава взвеси из поверхностного слоя вод и донных осадков (рис. 32) . . . . . 125—126
Распределение кварца во взвеси из поверхностного слоя вод и из донных осадков южной части Индийского океана (рис. 33) 127
Распределение различных горных пород в осадках бассейна Тихого океана (рис. 35) . . . . . 133—135
История осадконакопления на атлантическом шельфе США и Канады в связи с оледенениями (рис. 36) 137
История осадконакопления в северных частях Атлантического и Тихого океанов в связи с оледенениями (рис. 37) 138
Геологические последствия изменения уровня океанов во время четвертичного оледенения (рис. 38) 139
Минеральный состав тяжелой фракции осадков Арктики (рис. 39) . . . . . 145—146
Распределение минералов алевритовой фракции в осадках Атлантического океана (рис. 40) . . 148
Минералогические комплексы осадков Атлантического океана (рис. 41) 149
Распределение минералов в осадках Берингова моря, холодная часть умеренной гумидной зоны (рис. 42) 152
Распределение характерных минералов в осадках Тихого океана (рис. 43) 153
Распределение иллита в почвах суши и донных осадках морей и океанов (рис. 44) . . . . . 158—159
Распределение хлорита в породах суши и донных осадках морей и океанов (рис. 45) . . . . 160—161
Распределение каолинита в почвах суши и донных осадках морей и океанов (рис. 46) . . . . 162—163
Распределение монтмориллонита в почвах суши и донных осадках морей и океанов (рис. 47) . . 164—165
Провинции и подпровинции тонкодисперсного материала, соотношения между важнейшими минералами и основные области развития аутигенных минералов в осадках (рис. 49) . . . . . 172—173
Абсолютный возраст пород и изотопные отношения питающих провинций и терригенного материала на дне морей и океанов (рис. 50) . . . . 176—177
Распределения алюминия и галлия в донных осадках морей и океанов (рис. 51) . . . . . 182—183
Абсолютные массы Al_2O_3 в донных осадках морей и океанов (рис. 52) 185
Распределение титана в донных осадках (рис. 53) 187
Абсолютные массы TiO_2 в донных осадках (рис. 54) 189

Формы алюминия в донных осадках (рис. 55) 191
Распределение и генетические типы кремнезема в донных осадках (рис. 56) 194—195
Распределение циркония в донных осадках (рис. 57) 196—197
Распределение хрома и иттрия в донных осадках (рис. 58) 200—201
Распределение ванадия в донных осадках (*рис. 59*) 203
Распределение магния в донных осадках (рис. 60) 204
Распределение железа в донных осадках (рис. 61) 206—207
Абсолютные массы Fe в донных осадках (рис. 62) 209
Распределение Mn в донных осадках (рис. 63) 212—213
Абсолютные массы и формы Mn в донных осадках (рис. 64) 214—215
Схема распределения $CaCO_3$ во взвеси (рис. 65) 221
Количественное распределение планктонных *фораминифер в водах Атлантического океана* (рис. 66) 222
Распределение $CaCO_3$ в донных осадках (рис. 69, вклейка) 232—233
Абсолютные массы $CaCO_3$ в донных осадках (*рис. 70*) 228—229
Климатическая (широтная) зональность биоценозов планктонных фораминифер (рис. 73) 235
Количественные распределения планктонных фораминифер в поверхностном слое осадков (рис. 74) 236
Количественное распределение и наиболее характерные виды планктонных фораминифер в поверхностных водах (рис. 75) 237—240
Климатическая (широтная) зональность распределения *наиболее характерных видов кокколитов* в осадках (рис. 78) 243
Вещественно-генетические типы карбонатных осадков Мирового океана (рис. 79) 246—247
Насыщенность поверхностных вод кальцитом и арагонитом (рис. 82) 256
Сопоставление насыщенности придонных вод кальцитом с содержанием $CaCO_3$ в осадках Тихого океана (рис. 84) 258
Схема положения критической глубины карбонатонакопления в *Мировом океане* (рис. 88) 264
Схема фаций деформации, растворения и разбавления карбонатного материала в осадках океанов (рис. 91) 268
Распределение $SiO_{2\,аморфн}$ во взвеси (рис. 95) 278
Распределение диатомовых во взвеси (рис. 96) 279
Зависимость первичной продукции биогенного кремнезема и органического вещества от содержания минеральных солей в поверхностных водах (*рис. 97*) 280
Распределение $SiO_{2\,аморфн}$ *в осадках морей и* океанов (в % на натуральный осадок) и фации речных вод (рис. 99) 284—285
Распределение $SiO_{2\,аморфн}$ в осадках морей и *океанов в % на бескарбонатный материал* в сопоставлении с распределением P в поверхностных водах (рис. 100) 288—289
Распределение панцирей диатомовых водорослей *в поверхностном слое осадков* (*рис. 101*) 290
Распределение радиолярий и силикофлагеллят в поверхностном слое осадков (рис. 102) 291—292
Абсолютные массы $SiO_{2\,аморфн}$ в сопоставлении с первичной продукцией и содержанием кремнезема в поверхностном слое в иловых водах (рис. 104) 294—295
Зональные типы кремнистых отложений в морях и океанах (рис. 106) 306—307
Распределение твердых продуктов вулканизма современных геосинклиналей и океанской платформы в донных осадках океанов (рис. 110) 316—317
Распределение жидких и газообразных продуктов вулканизма — *металлоносных осадков в* поверхностном слое (рис. 117) 334—335
Литологические и геохимические характеристики осадков депрессии Бауэр и Перуанской котловины (рис. 118) 340—343
Места возникновения и пути миграции пемзы в Мировом океане (рис. 119) 346
Глобальные зоны и типы литогенеза (рис. 121, вклейка) 232—233

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I

Поставка осадочного материала в океаны . . . 6

Питающие провинции Земли 6

Мегапровинция континентов (континентальной коры) 8

Мегапровинция современных геосинклиналей (коры переходного типа) 16

Мегапровинция океанской платформы (океанической коры) 18

Макропровинция ложа океанов 20

Макропровинция срединных хребтов 20

Макропровинции океанских островов, подводных гор и вулканов 22

Макропровинция трансформных разломов и тектонических уступов 23

Осадочный цикл в мегапровинциях и его возраст 23

Глава II

Терригенная седиментация в океанах 25

Подготовка осадочного материала на суше . . . 25

Принципы исследования 25

Климатическая зональность поставки обломочного и растворенного материала с суши . . . 26

Вещественный состав и мощность элювия и почв в разных климатических зонах 27

Влияние деятельности человека на поставку осадочного материала 31

Количественное распределение терригенного материала 32

Распределение терригенного материала во взвеси 32

Распределение терригенного материала в осадках и его абсолютные массы 33

Механическая дифференциация осадочного материала 41

Новые представления о роли эолового материала в океанской седиментации 61

Краткие сведения об общей циркуляции атмосферы 62

Области питания эоловым осадочным материалом 63

Типы эолового осадочного материала и закономерности его распространения 69

Локальный тип распределения аэрозолей . 69

Тропосферный тип распределения аэрозолей 72

Количественное распределение аэрозолей над океанами 73

Абсолютные массы эолового материала и его вклад в океанскую седиментацию . . 79

Гранулометрический состав тропосферного аэрозоля 80

Минеральный состав тропосферного аэрозоля 83

Закономерности распределения и изотопный состав кварца в аэрозоле и донных осадках 89

Закономерности распределения полевых шпатов (ПШ) в аэрозоле и донных осадках 94

Отношение кварц-полевые шпаты в аэрозоле и донных осадках 96

Основные черты геохимии тропосферного аэрозоля в сопоставлении с донными осадками 98

Биогенные остатки и органическое вещество в тропосферном аэрозоле и донных осадках 101

Стратосферный тип распределения аэрозолей 103

Новые представления о роли айсбергового и ледового материала в океанской седиментации . . 110

Краткие сведения о распространении и классификации льдов, ледосборных провинций и океанском оледенении 110

Глетчерные льды 114

Морские льды 118

Речные льды 118

Типы криогенного осадочного материала и закономерности его распределения 119

Айсберговый (глетчерный) тип 119

Грубообломочный материал 119

Песчано-алевритовый материал 122

Минеральный состав взвеси и донных осадков 123

Пелитовый материал 130

Ледовый тип (криогенный материал морских льдов) 130

Количественное распределение 130

Древнее оледенение океанов по данным изучения колонок и кернов бурения 136

Минералогия и провинции терригенного материала 141

Песчаный материал 141

Алевритовый материал 143

Северный Ледовитый океан 144

Атлантический океан 147

Тихий океан 151

Индийский океан 153

Тонкодисперсное вещество донных осадков . 154

Рентгеноаморфные вещества 154

Глинистые минералы 154

Изменения глинистых и других тонкодисперсных минералов в геологическом прошлом, а также под влиянием гидротерм 168

Провинции тонкодисперсных минералов . . . 170
Возраст терригенного материала как индикатор его генезиса (возрастная и изотопная метки) . 174
Черты геохимии терригенного материала . . . 175
Алюминий . . . 180
Галлий . . . 186
Титан . . . 188
Отношение Al_2O_3/TiO_2 (титановый модуль) 190
Кремний . . . 192
Кремневый модуль . . . 193
Цирконий . . . 194
Хром . . . 198
Иттрий . . . 199
Ванадий . . . 199
Магний . . . 202
Железо . . . 204
Марганец . . . 210

Глава III
Биогенная седиментация в океанах . . . 218
Карбонатная седиментация . . . 219
Количественное распределение $CaCO_3$ во взвеси и донных осадках . . . 220
Карбонат кальция во взвеси . . . 220
Поверхностные воды . . . 220
Глубинные воды . . . 223
Карбонат кальция в донных осадках . . . 225
Распределение $CaCO_3$ в осадках в процентном выражении . . . 225
Распределение $CaCO_3$ в осадках в абсолютных массах . . . 227
Вещественно-генетические типы карбонатов и закономерности их распространения . . . 232
Тип: биогенные карбонаты (мергели) . . . 233
Подтип: планктогенные . . . 233
Класс: фораминиферовые (планктонные комплексы) . . . 233
Класс: кокколитовые . . . 242
Класс: птероподовые . . . 245
Подтип: бентогенные . . . 248
Класс: ракушечные (моллюсковые) . . 249
Класс: кораллово-водорослевые . . . 249
Класс: фораминиферовые (бентические комплексы). . . . 250
Класс: мшанковые . . . 250
Класс: осадки, сложенные остатками иглокожих, остракод, серпулид, балянусов . . . 251
Тип: Хемогенные карбонаты . . . 251
Класс: агрегаты . . . 252
Класс: арагонитовые илы . . . 252
Класс: оолитовые осадки . . . 252
Тип: Терригенные карбонаты . . . 253
Класс: карбонаты, перенесенные льдами 253
Класс: терригенные карбонаты, перенесенные водами . . . 253
Класс: эоловые карбонаты . . . 253
Основные черты зональности карбонатонакопления . . . 253
Климатическая зональность . . .
Циркумконтинентальная зональность . .
Вертикальная зональность . . .
Насыщенность океанских вод $CaCO_3$ . .
Компенсационная глубина, критическая *глубина, лизоклин* . . .
Геометрия кривых вертикального распределения $CaCO_3$ и их интерпретация . .
Скорость растворения карбонатного материала . . .
Фации растворения, деформации и разбления карбонатного материала . . .
Гранулометрия карбонатного материала . .
Минеральный и химический состав карбонат
Карбонаты в кернах глубоководного бурени
Кремненакопление . . .
Количественное распределение кремнезема его генезис в воде, взвеси и донных осадках
Растворенный кремнезем в морской воде
Аморфный кремнезем во взвеси . . .
Поверхностные воды . . .
Глубинные воды . . .
Аморфный кремнезем в донных осадках .
Распределение $SiO_{2\ аморфн.}$ *в процентно* выражении . . .
Распределение $SiO_{2\ аморфн.}$ в абсолютны массах . . .
Вещественно-генетические типы кремнезема закономерности их распространения . . .
Основные черты зональности кремненакоплени
Кремнезем в колонках донных осадков и ке нах глубоководного бурения . . .
Глава IV
Вулканогенная седиментация . . .
Вулканизм современных геосинклиналей и ал пийской зоны . . .
Вулканогенные отложения геосинклиналей
Прослои геосинклинальных пеплов в осадка океанских платформ . . .
Подводные и надводные гидротермы и эксгал ции в геосинклинальных зонах и поясе кайн зойской складчатости . . .
Вулканизм ложа океанов (океанские платформ
Надводный вулканизм . . .
Подводный вулканизм . . .
Масштабы подводного вулканизма океански платформ и доказательства миграции элеме тов из базальтов . . .
Экспериментальные данные . . .
Данные бурения на океанских острова вулканах . . .
Данные изучения базальтов и пиллоу-лав
Изучение донных осадков на горячем ко *такте с базальтами* . . .
Металлоносные осадки океанов и их генезис
Пемзовый материал в донных осадках . . .
Влияние вулканизма на минеральный и хим ческий состав океанских осадков . . .
Заключение . . .
Литература . . .
Список карт . . .

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
69	Табл. 8 (заголовок, 5 св.)	Envirohmental	Environmental
81	Левый столбец, 10-я св.	*мкм*	*мм*
89	Правый столбец, 23-я сн.	погружением	погрубением
102	Табл. 18 (примечания), 1-я сн.	Cr — *0,1*	Cr — 1,0
211	Рис. 63 (подпись), 2-я св.	кремнистый	бескремнистый
286	Левый столбец, 31-я св.	$CaCO_3$	SiO_2
344	Левый столбец 24-я сн.	33	34

Зак. 2067. А. П. Лисицын

3 р. 90 коп.

2465

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ПЛАНЕТА»