

бакалавриат



учебник

ЕСТЕСТВЕННЫЕ  
НАУКИ



# ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

В двух томах

Том 2

В.Л. Лебедев, Г.А. Сафьянов

## ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ ОКЕАНОВ

Высшее образование

---

БАКАЛАВРИАТ

# ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ

В двух томах

ТОМ 2

В. Л. ЛЕБЕДЕВ, Г. А. САФЬЯНОВ

## ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ ОКЕАНОВ

Учебник

Под редакцией профессора С. А. Добролюбова

*Рекомендовано  
Учебно-методическим объединением  
по классическому университетскому образованию  
Российской Федерации в качестве учебника  
для студентов высших учебных заведений,  
обучающихся по направлениям «География»,  
«Экология и природопользование»*



Москва

Издательский центр «Академия»

2014

УДК 911.2(075.8)  
ББК 26.82я73  
Ф505

Рецензенты:

чл.-кор. РАН, д-р геогр. наук, главный научный сотрудник  
Института водных проблем РАН *Ю. С. Долотов*;  
д-р геогр. наук, ведущий научный сотрудник Института географии РАН *Д. Я. Фащук*

**Физическая география** материков и океанов. В 2 т. Т. 2. **Физическая география океанов** : учебник для студ. учреждений высш. образования / В. Л. Лебедев, Г. А. Сафьянов; под ред. С. А. Добролюбова. — М. : Издательский центр «Академия», 2014. — 432 с., [32] с. цв. ил. — (Сер. Бакалавриат).

ISBN 978-5-4468-0241-8 (т. 2)

Учебник создан в соответствии с Федеральным государственным образовательным стандартом по направлениям подготовки «География», «Экология и природопользование», «Картография и геоинформатика» (квалификация «бакалавр»).

Учебник состоит из двух томов: том 1 — «Физическая география материков» в 2 кн., том 2 — «Физическая география океанов».

В учебнике отражены важные достижения последних десятилетий в области исследования географии Мирового океана. На основе накопленных многоотраслевых знаний возникла необходимость их синтеза, в том числе для успешного использования богатейших ресурсов Мирового океана и сохранения его природы. Существенное внимание уделено контактным зонам океана как аренам активного взаимодействия гидросферы, литосферы, биосферы и месту концентрации жизни и загрязнений. Рассмотрены главные региональные особенности океанов. Кратко охарактеризованы драматическое нарастание воздействия человека на природу Мирового океана, возможные последствия и необходимость принятия неотложных мер по охране его природы.

Для студентов учреждений высшего образования.

УДК 911.2(075.8)  
ББК 26.82я73

*Оригинал-макет данного издания является собственностью  
Издательского центра «Академия», и его воспроизведение любым способом без согласия  
правообладателя запрещается*

ISBN 978-5-4468-0241-8 (т. 2)  
ISBN 978-5-4468-0237-1

© Лебедев В. Л., Сафьянов Г. А., 2014  
© Образовательно-издательский центр «Академия», 2014  
© Оформление. Издательский центр «Академия», 2014

В 1982 г. было издано первое учебное пособие О. К. Леонтьева «Физическая география Мирового океана». К настоящему времени минуло три десятилетия упорной работы многих научных учреждений мира и крупнейших специалистов по изучению отдельных компонентов природы Мирового океана. Важнейшим событием для бывшего СССР явилась инициатива Географического общества, поддержанная президиумом АН СССР, которая приняла в 1973 г. решение об издании многотомной «Географии Мирового океана». Издание было организовано и начато под руководством академика К. К. Маркова и вышло в свет в семи томах (1979 — 1987). Это уникальное в истории мировой географической литературы издание сохраняет свою ценность и служит фундаментом для дальнейшего развития морской географии. В настоящее время стоит задача освоить и обобщить с географических позиций новые открытия и идеи в изучении Мирового океана и, что важно, обеспечить студентов современной учебной литературой по физической географии океанов.

За истекший период, наряду с трудной текущей работой по сбору и обобщению фактического материала о природе Мирового океана, был сделан ряд открытий фундаментального характера (А. С. Монин, Н. Н. Корчагин, 2008), обусловивших мощный прорыв в познании природы нашей планеты во всех ее геосферах. На основе многоотраслевых знаний возникла необходимость их синтеза, в том числе и для успешного использования богатейших ресурсов Мирового океана и сохранения его природы. Выдающимся исследователем Р. Хорном верно замечено: «Океан представляет собой систему, явление в определенных границах. И в конце концов эти границы могут оказаться более интересными, чем само явление». Ориентация исследований на пограничные процессы и структуры геосферы — одна из отличительных черт современного развития географии.

Существенное внимание в учебнике авторы уделили контактными поверхностям океана, местам наиболее активного взаимодействия гидросферы, литосферы, атмосферы и биосферы, наибольшей концентрации жизни и загрязнений. В последние десятилетия драматически нарастает воздействие человека на природу океана. Воздействие производственной деятельности человека применительно к берегам океана включает многообразные аспекты, связанные с вовлечением в сферу природных процессов огромных объемов веществ, их перемещение в различных направлениях. Оно приводит к многопорядковым изменениям потоков веществ и энергий в природных системах. Эти изменения часто осуществляются постепенно и проходят незамеченными. Но именно таким образом подготавливаются катастрофы, представляющие собой внезапные ответы системы на плавное изменение внешних условий. Иногда антропогенные изменения береговой среды происходят с критическими скоростями, исключая приспособительные реакции биосферы.

Работа по написанию отдельных разделов учебника распределялась следующим образом: главы 1 (кроме подразд. 1.5; 1.6), 2 (кроме подразд. 2.5), 3, 7 (кроме подразд. 7.10 — 7.12), 8 (кроме подразд. 8.10 — 8.12), 9 (кроме подразд. 9.10 — 9.12), 10 (кроме подразд. 10.10 — 10.12), 11 (кроме подразд. 11.10 — 11.12) написаны В. Л. Лебедевым. Главы 4, 5, 6, 12, подразд. 1.5; 1.6; 2.5; 7.10 — 7.12; 8.10 — 8.12; 9.10 — 9.12; 10.10 — 10.12; 11.10 — 11.12 — Г. А. Сафьяновым.

Авторы выражают признательность за внимание и помощь заведующему кафедрой океанологии географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова члену-корреспонденту РАН С. А. Добролюбову, профессору Е. П. Дубинину, профессору Э. П. Романовой, старшему научному сотруднику, кандидату географических наук Л. М. Шипиловой, сотрудникам предприятия «Севзапгеоинформ»: главному научному сотруднику, доктору географических наук Г. Д. Нарышкину, ведущему научному сотруднику, кандидату географических наук Е. Н. Ермоловой.

# ЧАСТЬ I

## МИРОВОЙ ОКЕАН

---

### Глава 1

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОКЕАНСКОЙ СФЕРЫ

### 1.1. Океан как глобальная система и звено геосферы

Ю. М. Шокальский в своем капитальном труде «Океанография» (1917) использовал понятие «Мировой океан», которое определил как «совокупность всей непрерывной водной оболочки земного шара». Биолог Л. А. Зенкевич (1951) и океанолог Н. Н. Зубов (1956) добавили к этому определению упоминание о солености океанических вод. Географ К. К. Марков ввел в определение Мирового океана упоминание о водных массах и океанских впадинах земной коры (1974). Он также называл Мировой океан «природным пространственным комплексом» (1980), а географ О. К. Леонтьев выразил эту мысль более категорично — «природный организм». Он писал, что нужно учитывать «неразрывные связи, которые объединяют гидросферу, биосферу и литосферу в единый природный организм, имя которому — океан» (1982).

В монографии (Lebedev, Aizaturlin, Khailov, 1989) авторы ссылаются на учение В. И. Вернадского о *биокосных естественных телах*, состоящих одновременно из неживого (косного) и живого (биосного) вещества, к которым относятся воды природных водоемов и почвы, и пишут: «*Мировой океан — единое биокосное тело, образованное системой соленых водных масс, занимающее большую часть поверхности земного шара и расположенное своим основным объемом в океанических впадинах земной коры*».

Авторы отмечают, что упоминание во множественном числе о водных массах (жидком аналоге горных пород) важно потому, что океан дифференцирован на водные массы. Термин «водная масса» предпочтительно использовать, так как за ним понимается не только вода. Океаническая водная масса — сложная дисперсная система, включающая водный раствор веществ (дисперсионная среда) и рассеянные частицы (дисперсная фаза). В состав реальной водной массы входят растворенные и кристаллические соли, растворенные и находящиеся в виде пузырьков газы, органические и биогенные вещества, микроэлементы, сложные продукты жизнедеятельности организмов и, наконец, сами организмы. Океаническую воду, эквивалентную в биологическом отношении природной, даже имея в виду только раствор, изготовить лабораторным путем не удастся (К. М. Хайлов, 1966).

Объяснение природы Мирового океана и его частей основывается на описании взаимодействий между водными массами, атмосферой, берегами, дном и материковыми массивами. Из этого следует, что важнейшая сущность океана в том, что он является звеном более крупной системы — геосферы.

*Мировой океан* — крупнейшее звено в системе геосферы, единое водное тело, занимающее большую часть поверхности земного шара и его океанические впадины, географический комплекс, состоящий из соленых водных масс и твердого основания, образующего дно и выступающего в виде берегов. Вода океана пронизана живой материей, которая изменяет ее состав, фильтрует и наращивает дно и берега биогенными отложениями, словно гигантскую раковину или панцирь. Другая имманентная часть системы — рассеянная в воде минерально-газовая взвесь с массой в среднем почти 4 тыс. т на 1 км<sup>2</sup> поверхности океана. Это в десятки раз больше, чем масса живых организмов.

Вода океана, по мнению многих ученых, образовалась как выделение литосферы. Во всяком случае, она пополняется из земных недр и теряется в космос (и поступает из него). Переход океанских осадков в литосферу и литосферной воды в океан — один из масштабных и постоянных процессов взаимодействия в географической оболочке. Другой предполагаемый источник воды, образовавшей океаны, — захват Землей космических тел, содержащих лед и связанную воду.

*Океан* — значительная часть Мирового океана, разделяющая континенты, заполняющая океанические котловины, обладающая океанической земной корой и собственной системой атмосферной циркуляции, сходной с системой циркуляции верхнего слоя вод. Отдельный океан деформирует прилегающую литосферу и атмосферу и образует свою, вторичную, геосистему.

*Атмосфера над океаном* постоянно не привязана какой-то своей частью к поверхности океана, соприкасаясь с ней, воспринимает ее особенности — повышенную температуру, влажность и насыщенность солями. Атмосфера — посредник между океаном и космосом, океаном и поверхностью суши, составная часть атмосферно-океанских тепловых машин. Без атмосферы невозможно представить упорядоченное единство и последовательность протекающих в океане взаимосвязанных процессов и явлений.

*Море* — часть океана, обычно ограниченная материковыми берегами, островами и повышениями дна. Моря составляют около 10 % площади и 3 % объема Мирового океана. Моря разделяются по положению на средиземные (межматериковые и внутриматериковые), окраинные, межостровные и внутренние, замкнутые сушей и не имеющие связи с океаном.

По Н. Н. Зубову (1956), моря без подводного порога называются плесовыми, с порогом — бассейновыми. Моря с глубинами материковой отмели называют шельфовыми, с глубинами материкового склона и ложа — океаническими. По типу трансформации втекающих водных масс моря бывают морями-опреснителями и морями-концентраторами солей. Термин «море» иногда применяют (или не применяют) по исторической традиции. Своеобразная и хорошо различаемая представителями живого мира акватория с историческим названием Саргассово море не подходит к вышеназванным признакам моря, а бассейн Гудзонов залив полностью соответствует понятию море. Одно море может быть частью другого. Так, бассейн Средиземного (Романского) моря включает 8 морей суббассейнов, начиная от Альборанского моря, расположенного у выхода в океан, и кончая Мраморным морем<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Максимально изолированное от основного средиземноморского бассейна Черное море и максимально удаленное от Мирового океана Азовское в состав Средиземного моря, как правило, не включаются (Britannica, 2006).

То же можно сказать о таксоне *залив*. Одним из примеров служит залив Петра Великого, в котором располагаются заливы Амурский и Уссурийский (разделенные полуостровом Муравьева-Амурского с портом Владивосток), а также заливы Посьета на западе и Находка на востоке. То же относится к таксону *пролив*. Пролив Невельского составляет узкую часть Татарского пролива, Цусимский пролив — один из проходов Корейского пролива, пролив Лусон, лежащий между островами Тайвань и Лусон, включает три малых пролива — Баши, Балинтанг и Бабуян, разделенных малыми островами.

Изучение процессов взаимодействия, связывающих океан и остальную геосферу и определяющих их общую природу и судьбу, — центральная задача географии. Как и вся геосфера, Мировой океан составляет наиболее сложную и очень активную часть планеты — пограничный слой Земля — космос, пронизанный потоками энергии из космоса и глубин Земли. Пограничное положение геосферы принципиально. В. И. Вернадский и С. В. Калесник называли геосферу (или, по Вернадскому, биосферу) земной поверхностью. В 1926 г. в книге «Биосфера» В. И. Вернадский писал: «В лике Земли выявляется поверхность нашей планеты, ее биосфера, ее наружная область, ограничивающая ее от космической среды» (С. 226). Похожее определение находим у С. В. Калесника: «Поверхность Земли, понимаемая... как сложный комплекс, ...составляет особую оболочку нашей планеты — географическую оболочку» (1955. — С. 8).

Две сравнительно простые среды, лишенные жизни, — космическое пространство и геологическое тело Земли (включая жидкость и газы) — на своей граничной поверхности создают качественно новое (и даже противоположное себе, как живое мертвому) саморазвивающееся образование; сложную систему — гео(био)сферу.

Если представить Землю размером с яблоко, то толщина геосферы (около 30 км) станет подобной его коже (0,1 мм), а область максимальной концентрации жизни, около 100 м, предстанет микроскопическим слоем.

Географию океана можно понимать как географическую модель, которая включает и рассматривает во взаимодействии компоненты гидросферного, атмосферного, литосферного, биосферного и космического происхождения или характера. Основным современным языком модели служит естественно-исторический язык, включающий элементы математического.

Условие обозримости и цельности географической модели достигается использованием в ее описании организующих концепций. Используются концепция водных масс (А. Д. Добровольский, С. А. Добролюбов), природных зон (В. В. Докучаев), тепловых машин (В. В. Шулейкин), глобальной циркуляции (С. С. Лаппо), граничных поверхностей (Т. А. Айзатуллин), очагов взаимодействия (В. В. Тимонов), географического процесса (А. А. Григорьев) и др.

Мировой океан разделяют на пять океанов и выделяют в них 75 морей (рис. 1.1). Большинство из них показано на карте.

Океан многообразен и един одновременно, он составляет сложноорганизованное целое, систему. В переводе с греческого система — составленное из частей целое. Океан — целое, состоящее из водного тела, а также примыкающих к нему и пронизывающих его частей литосферы, атмосферы и биосферы.

Многообразие океана, существование в нем очагов активного взаимодействия с атмосферой, литосферой и биосферой, очагов испарения и осадков, охлаждения и образования льда, стока и термальных выходов служит источником движения и единства океана. Главное свойство океана — движение его вод, всепроникающая





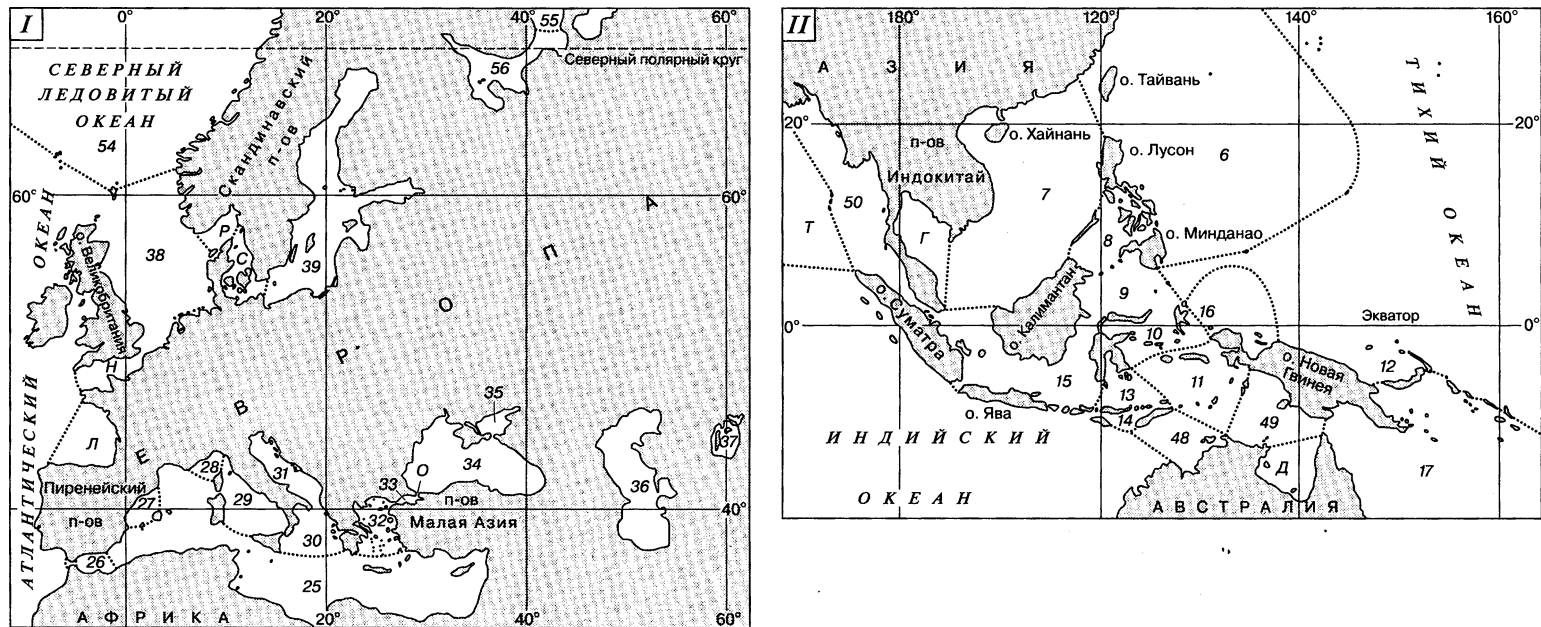


Рис. 1.1. Моря, заливы и проливы Мирового океана (из Д. Я. Фашука, 2002, с добавлениями).

**Моря:** 1 — Берингово; 2 — Охотское; 3 — Японское; 4 — Желтое; 5 — Восточно-Китайское; 6 — Филиппинское; 7 — Южно-Китайское; 8 — Сулу; 9 — Сулавеси; 10 — Молуккское; 11 — Банда; 12 — Новогвинейское; 13 — Флорес; 14 — Саву; 15 — Яванское; 16 — Хальмахера; 17 — Коралловое; 18 — Тасманово; 19 — Росса; 20 — Амундсена; 21 — Беллинсгаузена; 22 — Лабрадор; 23 — Саргассово; 24 — Карибское; 25 — Средиземное; 26 — Альборан; 27 — Балеарское; 28 — Лигурийское; 29 — Тирренское; 30 — Ионическое; 31 — Адриотическое; 32 — Эгейское; 33 — Мраморное; 34 — Черное; 35 — Азовское; 36 — Каспийское; 37 — Аральское; 38 — Северное; 39 — Балтийское; 40 — Аравийское; 41 — Красное; 42 — Рисер-Ларсена; 43 — Космонавтов; 44 — Содружества; 45 — Дейвиса; 46 — Моусона; 47 — Дюрвиля; 48 — Тиморское; 49 — Арафурское; 50 — Андаманское; 51 — Баффина; 52 — Линкольна; 53 — Гренландское; 54 — Норвежское; 55 — Баренцево; 56 — Белое; 57 — Карское; 58 — Лаптевых; 59 — Восточно-Сибирское; 60 — Чукотское; 61 — Бофорта; 62 — Скоша (Скотия); 63 — Уэдделла; 64 — Лазарева.

**Заливы:** А — Аляска; Б — Анадырский; В — Калифорнийский; Г — Сиамский; Д — Карпентария; Ж — Святого Лаврентия; З — Фанди; И — Мексиканский; К — Гвинейский; Л — Бискайский; Т — Бенгальский; У — Оманский; Ф — Персидский; Х — Аденский; Ц — Большой Австралийский.

**Проливы:** Е — Берингов; М — Дрейка; Н — Ла-Манш; О — Босфор; П — Гибралтарский; Р — Скагеррак; С — Каттегат; Э — Эресунн; Большой и Малый Бельт; Ч — Баб-эль-Мандебский; Ш — Мозамбикский; Щ — Гудзонов

Таблица 1.1. Солевой состав морской и речной воды (Л. А. Жуков, 1976)

Соли	Концентрация воды, %	
	морская	речная
Хлориды	88,65	5,2
Сульфаты	10,79	9,9
Карбонаты	0,34	60,1
Прочие	0,22	24,8
Сумма	100	100

циркуляция и перемешивание, которые поддерживают устойчивость океанских характеристик и целостность океанского мира.

По вещественному составу, составу солей на Земле существует один океан — океаносфера. Так же как атмосфера сохраняет благодаря перемешиванию постоянное во всех районах Земли соотношение между составляющими ее газами, в пределах океаносферы (с отклонениями для внутренних морей) сохраняется главная константа океана — соотношение между концентрациями основных солей морской воды, совершенно непохожее на соотношение солей в водах суши (табл. 1.1).

Одно из удивительных отличий океана от литосферы — низкая температура основной толщи океанских вод. Сравним ее с расчетной температурой литосферы:

Горизонт, м.....	0	100	200	500	1 000	2 000	3 000	4 000	5 000
Температура океана, средняя, °С.....	17,83	14,69	11,67	7,31	4,22	2,32	1,72	1,37	1,19
Температура суши, примерно <sup>1</sup> .....	6	9	12	21	36	66	96	126	156

Несмотря на множество публикаций о повышении средней температуры земной суши за последние сто лет, значение средней температуры суши ученые называть избегают. Это объясняется тем, что метеостанции, расположенные с достаточной для осреднения наблюдений плотностью, покрывают меньше половины площади суши. Исходя из условия термического равновесия планеты, средняя температура ее поверхности 15 °С. При предполагаемом потеплении меняющаяся температура должна быть немного ниже. Температурное поле океана более однородно, его средние значения публикуются и уточняются. Принимая среднюю температуру поверхности океана 17,83°, температуру поверхности планеты 14,8° и беря значения площадей суши и океана (в %) (с поправочным множителем площади суши на рельеф 1,25), получим среднюю температуру поверхности суши in situ, с учетом высоты места, 6 °С. Средняя высота суши над уровнем моря 860 м.

<sup>1</sup> При геотермическом градиенте 3 °С/100 м.

## 1.2. Общие сведения

Площадь Мирового океана, включая все внутренние моря, равна 361,3 млн км<sup>2</sup>, средняя глубина — 3 711 м<sup>1</sup>, объем воды —  $1,34 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup> (табл. 1.2). Масса растворенных в океане солей —  $5 \cdot 10^{16}$  т. Уровень океана по спутниковым данным, получаемым с 1992 г., повышается на несколько миллиметров в год. Это может происходить по разным причинам: локальное повышение дна, таяние льда, выделение литосферной воды. Согласно расчетам академика О. Г. Сорохтина, увеличение массы воды океана за счет выделения воды из литосферы будет постепенно замедляясь продолжаться еще 2 млрд лет (А: С. Монин, 1977).

Главные статьи водного баланса Мирового океана — испарение и осадки. Испарение снимает с поверхности океана за год в среднем около 140 см воды, осадки восполняют 127 см этой потери, речной сток — почти 12 см, ледники и подземные источники — чуть больше 1 см (В. Н. Михайлов, А. Д. Добровольский, С. А. Добролюбов, 2005).

Воды океана принято разделять на четыре или пять слоев. Поверхностные и подповерхностные воды занимают в среднем слой около 200 м. Промежуточные простираются до 1 000 — 1 500 м. Глубинные воды образуют самый мощный слой в океане, занимая пространство до глубины приблизительно 3 500 — 4 000 м. Главный район их образования — Северная Атлантика, там они омывают дно океана. Придонные воды образуются у берегов Антарктиды и занимают самые глубокие горизонты океана.

Средняя температура воды в Мировом океане — 3,73 °С, средняя соленость равна 34,72 кг/т, что близко соответствует единицам практической солености (епс). Температура воды на поверхности океана изменяется от -1,9 °С (температура замерзания океанической воды) до 36 — 37 °С (перегретые воды Персидского залива), соленость — от минимальной в устьях рек до 41 — 42 кг/т в Красном море и Персидском заливе. Максимальная соленость океанской воды отмечается в Северной Атлантике и составляет 37,5 кг/т. На морском дне соленость и температура местами достигают очень высоких значений за счет выхода горячих и минерализованных вод.

Международная Гидрографическая Организация (МГО), которая объединяет 80 стран-членов, разделяет Мировой океан на 5 отдельных океанов. МГО определяет морские навигационные границы и рекомендует их использовать национальным гидрографическим службам. По рекомендации МГО Атлантический и Тихий океаны разделяются по экватору на Северный Атлантический океан, Южный Атлантический океан, Северный Тихий океан и Южный Тихий океан, что принято на большинстве англоязычных карт. Это дополнительное деление не увеличивает число океанов главного перечня.

По номенклатуре МГО Северный Ледовитый океан называется Арктическим океаном. Решения МГО носят рекомендательный характер и решение, вернувшееся в 2000 г. на карты Южный океан, было принято примерно половиной стран-участниц.

---

<sup>1</sup> Новые измерения морских глубин непрерывно пополняют банк данных, поэтому оценки средней глубины Мирового океана и отдельных океанов меняются. На фоне этих изменений в литературе иногда появляются параметры океана из «океанографической библии» — монографии Sverdrup-Jonson-Fleming «The Oceans», опубликованной в 1942 г. (например, средняя глубина Мирового океана 3 795 м). Забытые к настоящему времени такие оценки могут ошибочно восприниматься как новейшие данные.

Таблица 1.2. Характеристика океанов

Характеристика	Океаны					
	Атлантический <sup>1</sup>	Индийский <sup>1</sup>	Тихий <sup>1</sup>	Северный Ледовитый	Мировой	Южный (А, И, Т)
Площадь, млн км <sup>2</sup>	91,7 (73,4) 25,4 %	75,2 (53,6) 20,8 %	179,7 (150,6) 49,7 %	14,7 4,1 %	361,3 100 %	75,7 <sup>2</sup> 21,0 %
Объем, млн км <sup>3</sup>	329,7 24,6 %	282,6 21,1 %	710,3 53,0 %	18,1 1,3 %	1 340,7 100 %	289,1 21,6 %
Глубина ср./макс, м	3 597/8 742 Пуэрто-Рико, «желоб»	3 711/7 209 Яванский желоб	3 976/11 250 Марианская впадина <sup>3</sup>	1 225/5 527 Гренландское море	3 711/11 250	3 820/8 252 Ю.-Сандвичева впадина
Шельф	8,8 %	6,0 %	4,8 %	41,1 %	7,6 %	3,9 %
Площадь водосбора/ площадь океана	0,30 (0,37)	0,09 (0,13)	0,04 (0,05)	0,92	0,41	0,18
Температура поверхности средняя, °С	16,53 4,03 Д	17,27 3,82	19,37 3,58 Д	0,75 Г -0,16 Мх	17,83 Д 3,73 Д	0,50 <sup>4</sup>
Площадь поверхности средняя	35,30 34,90 Д	34,87 34,76	34,58 34,63 Д	31,4 Ст 34,73 Мх	34,57 Д 34,72 Д	34,66 <sup>4</sup>
Сток, см/год	23 Б (28)	8 Б (11)	8 Б (10)	30 Ст	13 Б	
Осадки, см/год	101 Б (104) М	132 Б (122) М	146 Б (158) М	24 Ст	127 Б	
Испарение, см/год	136 Б (146) М	142 Б (157) М	151 Б (156) М	12 Ст	140 Б	

*Индексы:* Б — М. И. Будыко, Г — А. В. Гембель, Д — С. А. Добролюбов, М — В. Н. Малинин, Мх — С. С. Мухаметов, Ст — В. Н. Степанов.

<sup>1</sup> В скобках без Антарктического сектора.

<sup>2</sup> Площади секторов: А ~ 20, И ~ 25, Т ~ 30 мл км<sup>2</sup>.

<sup>3</sup> Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. — М.-СПб., 2003.

<sup>4</sup> В границах 60° ю. ш., 2007.

Решение о выделении Южного океана Географическим обществом СССР было принято в 1966 г. Границу океана предложено принимать по Субтропическому фронту океана и, в случаях упрощения, проводить по линии, соединяющей южные оконечности материков.

МГО принимает границу Южного океана по 60-й параллели ю. ш. Эта параллель огибает планету по сплошной океанской поверхности, примерно совпадает со средней границей распространения морского льда в Атлантическом и Индийском секторах и полностью совпадает с границей действия международного договора об Антарктике. Однако океанологи и географы считают, что естественной границей Южного океана является Субтропический фронт, проходящий около 40° ю. ш. и совпадающий с северной границей Циркумполярного течения — крупнейшее течение Мирового океана, оно окружает Антарктику и занимает умеренные и субантарктические широты Южного полушария. На Субтропическом фронте холодные воды Циркумполярного течения встречаются с теплыми водами Субтропических круговоротов Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Для навигационного использования эту изменчивую границу заменяют линиями, соединяющими южные оконечности материков Южная Америка, Африка, Австралия.

Темой разногласий остаются название и границы Северного Ледовитого океана.

Россия включает в Северный Ледовитый океан незамерзающее Норвежское море, что не признается другими странами. Из-за разного проведения границ в литературе встречаются разные размеры океанов.

### **1.3. Закономерности взаимодействия океана с атмосферой**

Атмосфера — агент механического воздействия на океан, причина волн, перемешивания и течений. Она связывает разделенные сушей акватории океанов. Перенос влаги, испарившейся в Атлантическом океане в Тихий, способствует формированию разной плотности и высоты уровня воды в океанах: пониженный уровень и повышенную соленость в Атлантическом, повышенный уровень и пониженную соленость в Тихом. Различиями уровня и плотности воды поддерживается глобальный обмен водами, объединяющий все океаны, — «океанская тепловая машина нулевого рода» по С. С. Лаппо (1984) или «the great ocean conveyor» по W. S. Broecker (1991).

Ветровое (и приливное) перемешивание имеет огромное значение для теплообмена океана и атмосферы (Х. Дийкстра, 2007). Ветер создает и поддерживает квазиоднородный перемешанный слой воды средней глубиной около 60 м, что многократно увеличивает аккумуляцию солнечной энергии в широтах с положительным тепловым балансом. Аналогичную роль играет приливное течение на мелководье.

Поверхность океана — основной источник тепла и влаги, получаемой атмосферой, которая задерживает и поглощает лишь 20—30 % коротковолновой солнечной радиации. Тепло от океана передается в атмосферу тремя путями: главный из них — испарение, передающее в среднем около 60 % тепловой энергии. Второе место принадлежит длинноволновому излучению поверхности океана, на которое

приходится порядка 30 % теплового потока. Третье место, около 10 %, занимает контактный («турбулентный») теплообмен через прямое соударение молекул воды и воздуха. Важно иметь в виду, что при испарении в атмосферу поступает поток плавучести, так как водяной пар уменьшает плотность воздуха — его более легкие молекулы увеличивают удельный объем смеси<sup>1</sup>. Присутствие пара приводит к вертикальным воздушным токам, достигающим в отдельных случаях (в ураганах) огромной скорости (10—30 м/с). Водяной пар океана называют главным «горючим» атмосферных тепловых машин (Джоан Малкус (Simpson), 1965). Поступление тепла и влаги от океана — основная причина атмосферных течений.

Взаимное приспособление двух взаимодействующих сред — атмосферы и океана — достигается не в состоянии покоя, а в состоянии интенсивной циркуляции, механизмы которой называются тепловыми машинами.

Природные атмосферно-океанские тепловые машины — ценная для географии концепция последовательного многошагового взаимодействия океана и атмосферы с участием суши. Ее классические основы разработаны В. В. Шулейкиным в середине XX в. и в конце века пополнились важнейшими открытиями тепловых машин нового рода. В Тихом океане была открыта ячейка атмосферной циркуляции, лежащая в экваториальной плоскости и названная ячейкой Уокера, затем открыли структуру межконтинентальной циркуляции (тепловую машину нулевого рода, или глобальный океанский конвейер).

Среди тепловых машин Шулейкина наибольшее значение для глобальной циркуляции имеют тепловые машины первого и второго рода. Тепловая машина первого рода работает на тепловом контрасте экватор — полюс. Ее рабочее тело — тропосфера, ее «топка» (нагреватель и область подачи пара) — пассатная зона и внутритропическая зона конвергенции (ВЗК), ее холодильник — высокие широты и верхние слои тропосферы. Тепловая машина второго рода — механизм муссонной циркуляции, работающий на тепловом контрасте океан—суша.

Совершаемая тепловой машиной работа ( $W$ ) равна разности между величиной тепловой энергии, забираемой у нагревателя, и величиной, отдаваемой холодильнику. Для «идеальной» машины выполняемая работа равна

$$W = Q_1(K_1 - K_2)/K_1 = \eta_{\max} Q_1,$$

где  $K_1$ ,  $K_2$  — температура нагревателя и холодильника от абсолютного нуля ( $-273,15$  °C);  $\eta_{\max}$  — коэффициент полезного действия идеальной тепловой машины;  $Q_1$  — тепло, поступающее от нагревателя.

У атмосферной тепловой машины первого рода рабочим телом служит вся *тропосфера*. Она нагревается снизу от земноводной поверхности в основном за счет испарения и дальнейшей конденсации водяного пара, который образно называют топливом атмосферной машины. Насыщенный водяным паром воздух легче сухого, разогретый конденсацией легче холодного. Рабочее тело в результате неравномерного нагрева и увлажнения совершает циркуляцию, которая из-за силы Кориолиса распадается на три ячейки: тропическую, умеренную и полярную.

<sup>1</sup> Сухой воздух (с точностью до 1 %) состоит из 78 % молекул азота, 21 % молекул кислорода и 1 % одноатомных молекул аргона. Молекулярные массы этих газов:  $N_2$  — 28,  $O_2$  — 32, Ar — 40 углеродных единиц. Средневзвешенная молекулярная масса воздуха — 29. Водяной пар состоит из молекул воды, имеющих молекулярную массу 18, поэтому масса пара составляет 0,623 от массы сухого воздуха. При нормальных условиях (1 000 гПа, 0 °C) масса одного кубометра сухого воздуха 1, 293 кг.

Из них полузамкнутая вертикальная циркуляция осуществляется только в тропической. Если принять, что средняя годовая температура «нагревателя» ( $0 - 15^\circ$  с. ш.) равна  $25^\circ\text{C}$ , а средняя годовая температура «холодильника» тропической ячейки ( $15 - 30^\circ$  широты) равна  $22^\circ\text{C}$ , то окажется, что коэффициент полезного действия идеального варианта машины в пассатной зоне составляет 0,01. Похожие по величине оценки сделаны для всей атмосферы — в энергию движения переходит 1—2 % тепловой энергии, полученной атмосферой; основная часть тепла расходуется на радиационные потери в мировое пространство. Заметим для сравнения, что на образование органического вещества при фотосинтезе утилизируется в среднем для океана лишь 0,04 % поступающей лучистой энергии: от 0,33 % в высокопродуктивных до 0,02 % в бедных фитопланктоном районах.

Цикл атмосферной тепловой машины в каждом полушарии состоит из нескольких шагов: подъема нагретого и влажного воздуха в зоне термического экватора на высоту 5—15 км. Движение этого воздуха в антипассате и охлаждение излучением на  $1 - 2^\circ$  в сутки. Циркуляционная ячейка развивается в сторону зимнего полушария, где происходит охлаждение и оседание тропосферных воздушных масс и создаются условия для притока на высоте новых воздушных масс (рис. 1.2). Приведенная на рисунке схема движения построена по прямым наблюдениям радиозондов.

Антипассат отклоняется к востоку силой Кориолиса, которая имеет массовый характер и поэтому ее роль в балансе сил управляющих движением уменьшается с уменьшением плотности атмосферы с высотой. Кроме того, сила Кориолиса уменьшается с приближением к экватору. Благодаря этому антипассат сравнительно далеко продвигается в меридиональном направлении (и чем больше его высота, тем дальше он проходит). Около  $20 - 35^\circ$  широты антипассат целиком поворачивает на запад. Создается динамический пояс высокого давления и струйное западное субтропическое течение со скоростями, достигающими в зимние месяцы в отдельных местах, например, над Токио 60—80 м/с, но иногда и 150 м/с (Япония).

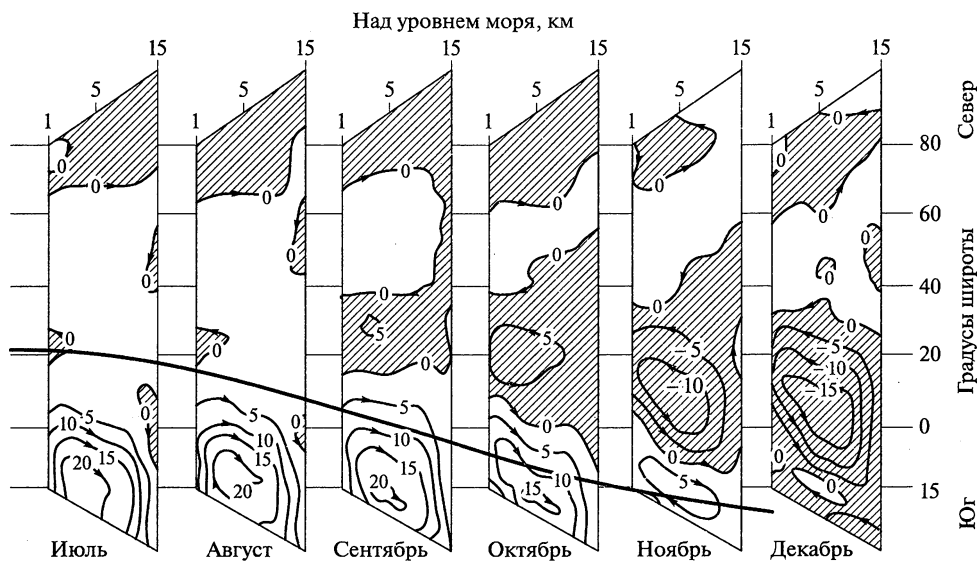


Рис. 1.2. Средняя меридиональная циркуляция атмосферы за полгода по Э. Оорту.

Цифры на линиях тока означают суммарный, считая от нулевой линии, перенос воздуха в  $10^7$  т/с



Оседающий в зоне высокого давления воздух частично перетекает в умеренную ячейку, частично возвращается в экваториальный пояс в виде пассатов — самых устойчивых на Земле преимущественно океанских ветров, имеющих среднюю скорость 5—8 м/с. Их границы в среднем проходят в северной ячейке по 30—8° с. ш. и в южной — по 25° ю. ш. — 3° с. ш. Площадь пассатов расширяется летом, скорость возрастает зимой. Океанские пассаты занимают 1/3 поверхности планеты и считаются главными атмосферными накопителями водяного пара. Пассаты получают более половины всей влаги, переходящей из океана в атмосферу. Испарение в поясе 20—10° с. ш. достигает в зимние месяцы 110 км<sup>3</sup>/сут. Около 60 % полученной влаги выносится к экватору и менее 30 % выпадает в виде местных дождей. Скорость поступления энергии с водяным паром в пассатах в 100 раз больше, чем скорость расхода кинетической энергии за счет всех ветров и течений на планете. Время движения пассатов до термического экватора одна—две недели, скорость меридионального смещения 2 м/с.

Основная конденсация водяного пара происходит в поясе экваториальной депрессии, расположенном вокруг теплового экватора от 0 до 20° с. ш. Сходимость пассатов усиливает вертикальное движение воздуха. В результате развиваются гигантские «башни» кучевых и кучево-дождевых облаков, достигающие высоты 10—11, а иногда и 15—17 км, обрушивающиеся мощными ливнями (рис. 1.3). Эти башни, называемые также «тепловыми башнями» из-за большого количества энергии выделяемой при конденсации пара, облегчают подъем экваториального воздуха на высоту антипассатов и начало нового цикла работы тепловой машины. Скорость вертикального потока в «башнях» составляет 5—30 м/с.

Представленная выше циркуляция называется тропической ячейкой Хэдли, или Гадлея (Hadley), и составляет часть тепловой машины первого рода. Название дано по имени английского физика и метеоролога Джорджа Хэдли, который впервые в 1735 г. предсказал меридиональную циркуляцию атмосферы, но считал, что она состоит из единого круговорота от экватора до полюса. Хэдли объяснил происхождение пассатов отклонением циркуляции от меридионального направления из-за вращения Земли.

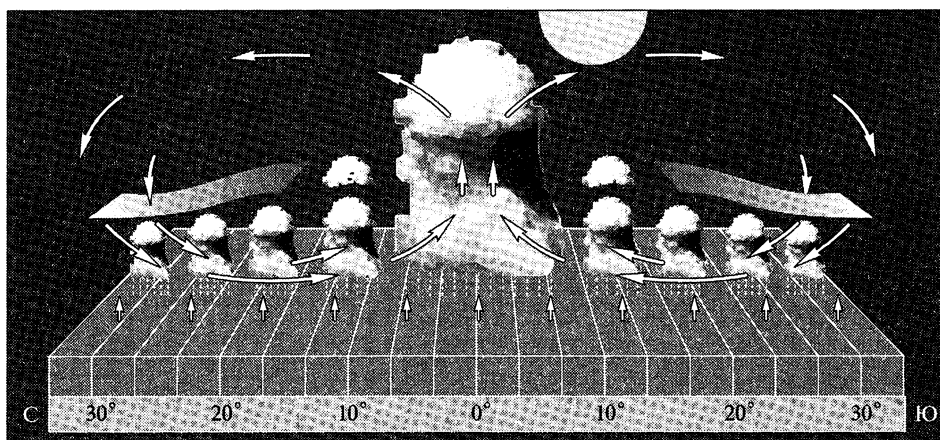


Рис. 1.3. Меридиональный разрез пассатной зоны (по Дж. Симпсон)

Муссонная циркуляция, развитая в Индийском и частично в Тихом океанах, относится к тепловым машинам второго рода. В Индийском океане зимний муссон имеет то же направление и проявление, что и пассат. Принципиально изменяет обстановку над океаном только летний муссон, дующий в противоположном направлении и как бы распространяющий пассат Южного полушария через экватор на южные берега Азии. При этом циркуляция океанских вод меняется до глубины 200—350 м. В Индии и Китае под словом «муссон» обычно понимается только летний муссон.

Пограничная полоса схождения пассатов называется внутритропической конвергенцией. Она характеризуется неустойчивыми и неравномерными ветрами, иногда направленными к востоку (против пассатной циркуляции) со скоростью 5—10 м/с. Одной из причин неустойчивости считается энергия, выделяемая «тепловыми башнями», для которых характерна концентрация в группы, имеющие диаметр в сотни километров и время существования несколько суток. Неширокая зона внутритропической конвергенции в среднем содержит около 2 000 «тепловых башен», которые группируются примерно в 30 скоплениях. Число, размеры и положение этих скоплений меняются по дням и годам. Их образно называют изменчивой топкой тепловой машины и их колебания считают причиной глобальных изменений климата.

Для тепловой машины лимитирующим параметром служит расстояние между нагревателем и холодильником. Это расстояние определяется силой Кориолиса, которая поворачивает в сторону поток, идущий от нагревателя к холодильнику. Благодаря этому поток воды или воздуха может продвигнуться в направлении вызывающей и поддерживающей его силы лишь на ограниченное расстояние  $L$  — масштаб тепловой машины.

Величина  $L$  зависит от широты места ( $\varphi$ ), величины силы, вызывающей движение ( $G$ ), и плотности жидкости ( $\sigma$ ). Если условно предположить, что в процессе движения географическая широта места не изменяется, то зависимость будет выглядеть так (В. Л. Лебедев, 1983):

$$L = (G/2\sigma)(\omega \sin \varphi)^{-2}.$$

Масштаб  $L$  зависит от плотности среды. Он скачкообразно возрастает (примерно в 800 раз) при переходе из воды в воздух и более чем в 10 раз при подъеме к верхней границе атмосферы.

Тепловые машины, как и другие двигатели, делятся на первичные, непосредственно преобразующие природные энергетические ресурсы, и вторичные, преобразующие энергию, полученную за счет работы первичных машин. Вторичными тепловыми машинами можно считать фронтальные системы и отдельные фронты, расположенные на границе субтропических водных круговоротов. Действительно, работа первичных машин создает приземное ветровое поле, которое поддерживает движение океанских круговоротов, схематически показанных на рис. 1.4. При этом движении сближаются и вступают в соприкосновение контрастные по

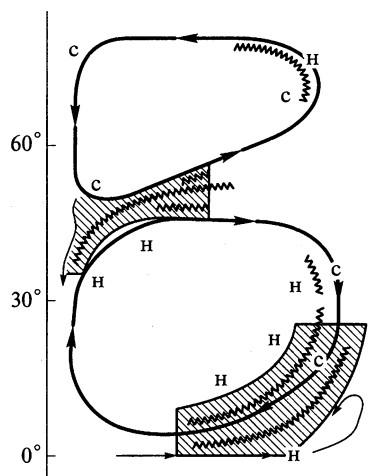
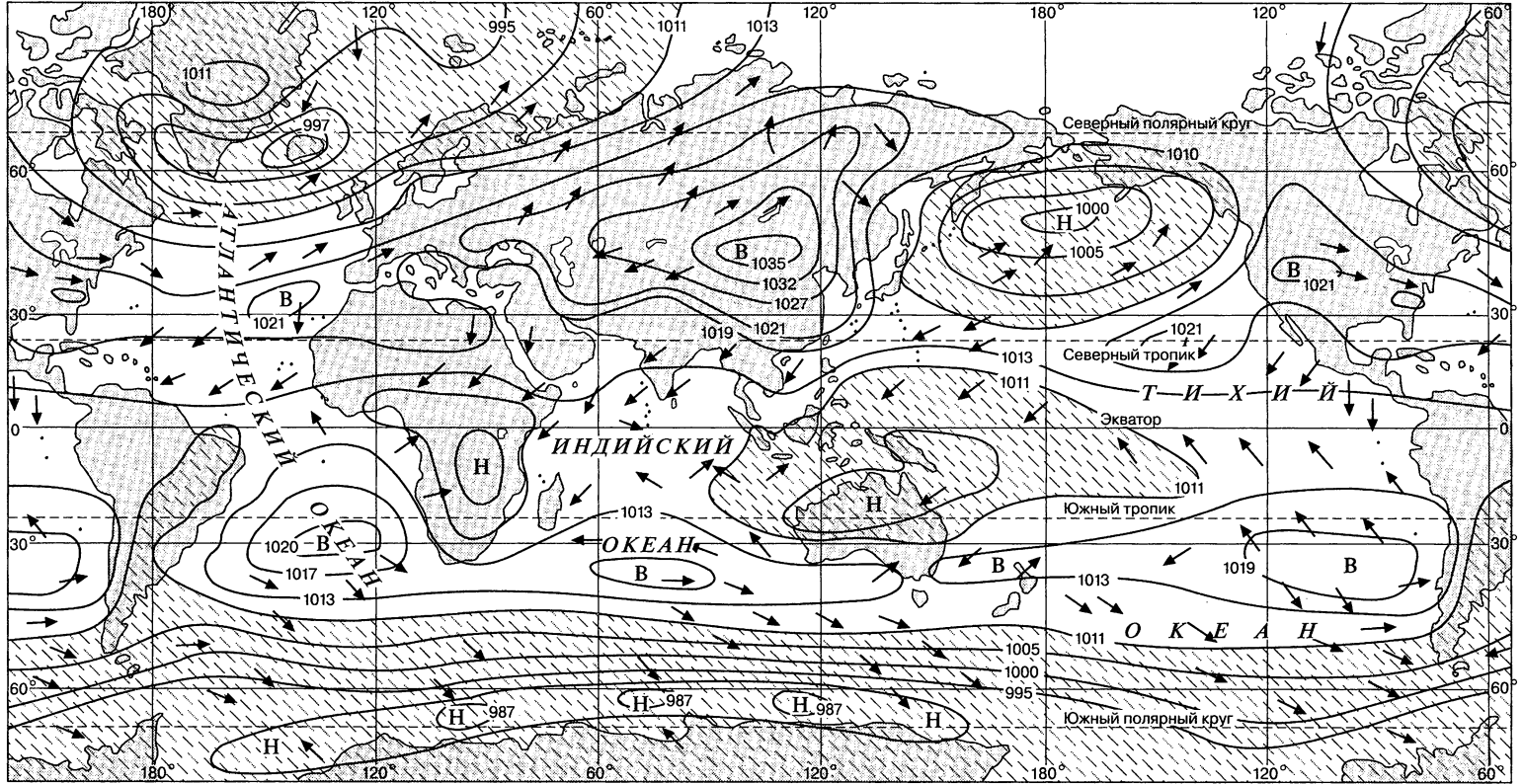
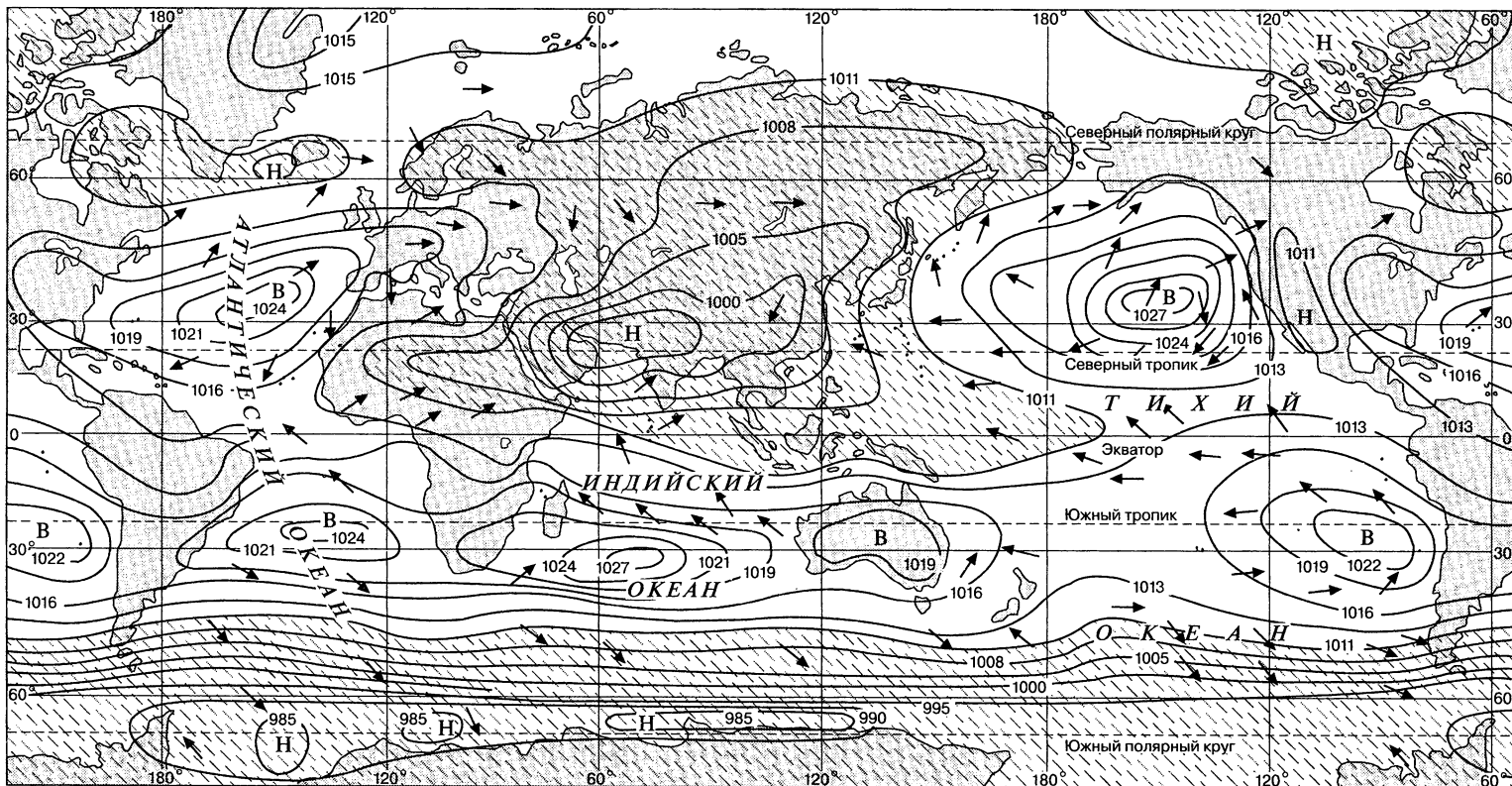


Рис. 1.4. Вторичные тепловые машины на границах теплых и холодных циркуляций:

с, н — холодные и теплые воды; заштрихована область фронтальных систем





Б

Рис. 1.5. Атмосферное давление и ветер на уровне моря в январе (А) и июле (Б) (из Д. Я. Фащука, 2002, с изменениями)

температуре водные массы, сформированные или трансформированные в высоких и низких широтах. Доступная потенциальная энергия океана, скрытая в широтном температурном градиенте, при переносе вод концентрируется и освобождается в узких зонах температурных фронтов. Создаются перепады высоты уровня моря и возникают струйные морские течения. Их качественная картина будет рассмотрена далее.

Классификацию В. В. Шулейкина дополняет очень важный тип атмосферной тепловой машины — тропосферная циркуляция вдоль экватора (см. гл. 3).

Работа тепловых машин создает, поддерживает и изменяет структуру приземного барического поля атмосферы. Поле, в свою очередь, поддерживает ветры и течения. Барическое поле над океаном состоит из чередующихся по меридиану структур высокого и низкого давления, антициклонических и циклонических квазистационарных образований. Самые крупные и устойчивые образования — субтропические антициклоны — зоны высокого давления, наиболее ярко выраженные в летнее время (рис. 1.5).

На рисунке видно, что приземный ветер отклоняется от изобар и вытекает из антициклона, который без компенсации этой потери будет разрушаться и оседать. Эта барическая структура, как и все водно-воздушные образования геосферы, относится к диссипативным структурам, существующим за счет динамического равновесия процессов разрушения и созидания.

Таким образом, океан, атмосфера и суша составляют единую термодинамическую систему, в которой структура, а отчасти и состав легко подвижных компонентов непрерывно настраиваются друг на друга. Эта настройка происходит наиболее динамично у океана и атмосферы.

## 1.4. Формирование географической зональности

**Проблема и подход к решению.** Общегоеографическая проблема заключается в необходимости вложить зональность океана в систему глобальной зональности в органическом согласии с зональностью суши. Из-за различия между континентальной и океанской средой океанологи почти не поддержали попыток географов продолжить границы континентальных зон на океан и игнорировали идею существования в океане умеренного природного пояса, который на континентах во многих местах оказывается самым широким из всех поясов. Примером служит карта поверхностных водных масс (вод, занимающих верхний слой глубиной до 200 м и называемых по месту формирования) из книги ведущего отечественного специалиста по пространственной структуре океана В. Н. Степанова (1983. — С. 199). На ней субполярные водные массы Северного и Южного полушарий граничат с субтропическими водами, а в Северной Атлантике с субтропическими водами граничит непосредственно и Арктическая водная масса, доходящая у берегов Америки почти до 40° с. ш. (рис. 1.6).

Названия Субполярный водный фронт, а в старых работах Полярный фронт, можно увидеть в тридцатых широтах океана у берегов Америки или Японии на картах, приводимых известными океанологами (В. В. Березкин, 1938; Н. Н. Зубов, 1947; Л. А. Зенкевич, 1951; А. Defant, 1961; К. Wyrski, 1967 и др.).

Надежду на то, что океанологи смогут разглядеть черты умеренного пояса в океане, дают современные более подробные температурные съемки акваторий

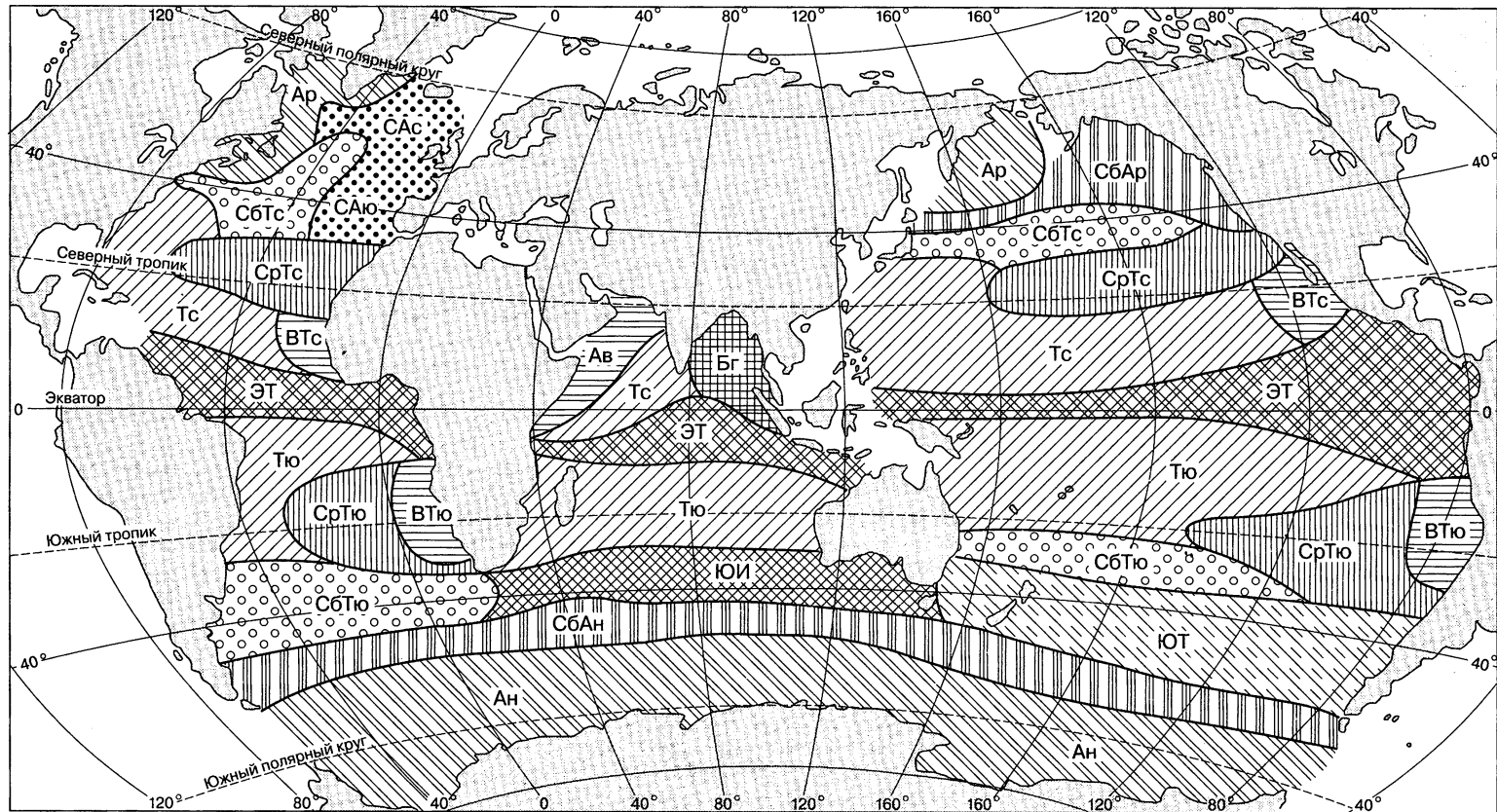


Рис. 1.6. Распространение поверхностных водных масс (из В. Н. Степанова, 1983):

Ар — арктическая; САС — североатлантическая; СБТс — срединно-океаническая; СрТс — срединно-тропическая; Тс — тропическая; ВТс — восточнотропическая; СрТю — срединно-тропическая; ВТю — восточнотропическая; СБТю — субтропическая; Ав — аравийская; Бг — бенгальская; ЭТ — экваториально-тропическая; ЮИ — южноиндоокеанская; Ан — антарктическая; СБАН — субантарктическая; СБАр — субарктическая; ЮТ — южнотихоокеанская; с — северная; ю — южная

и рассмотрение генезиса зональности как одной из диссипативных структур океана. Океанская зональность — глобальная, непрерывно наводимая и непрерывно разрушаемая структура. Разрушаемая потому, что океан, как всякая механическая система (включая и твердую часть геосферы), стремится к минимуму потенциальной энергии, и подвижность водной среды облегчает смещение системы в этом направлении.

Минимум доступной потенциальной энергии достигается при одинаковой высоте уровня океана, одинаковой плотности воды по горизонтали и максимально устойчивой стратификации по вертикали. Географическая зональность — очень далекая от такого состояния организация океана. Она может устойчиво существовать лишь при динамическом равновесии процессов ее формирования и разрушения. Рассмотрение этих процессов помогает пониманию зональности.

Процессы разрушения и формирования зональности можно разделить во времени — представить, что разрушение завершилось и формирование началось. Такой опыт был предпринят в работах В. Л. Лебедева, 1984; С. С. Лаппо, В. Л. Лебедев, 2005.

**Генетическая схема зональности в океане.** Процессы формирования зональности берут начало в радиационном теплообмене планеты и завершаются тем, что регулируют глобальный теплообмен, частично обращая его на поддержание зональных различий. Сложный процесс наведения зональности можно условно расчленить на этапы, соответствующие трансформации поступающего потока солнечной энергии.

Входящий энергетический сигнал претерпевает в системе океан — атмосфера многоступенчатую трансформацию: лучистая энергия — тепловая — доступная потенциальная — кинетическая. Это сопровождается разделением исходных полей океана на различающиеся по генезису и характеристикам природные зоны. Возникающая структура зональности иерархична: в ней основные, первичные пояса последовательно разделяются и смещаются, давая место новым, вторичным образованиям.

Благодаря шарообразной форме и вращению Земли однородный поток солнечной радиации воспринимается атмосферой планеты в виде упорядоченного сигнала. Параллели 45° с. и ю. ш. можно принять за границы, в которых начинается формирование трех главных широтных поясов: одного теплого — между параллелями и двух холодных — внутри пространств, очерченных этими параллелями вокруг полюсов. Эти первичные пояса возникают на первом этапе преобразования энергии из лучистой в тепловую. Они были названы тепловыми поясами.

Трехчленный набор из основных поясов соответствует укрупненному делению геосферы, по К. Тролю (1948) и В. Б. Сочаве (1963), на три основных природных пояса (один тропический и два внетропических). Три тепловых пояса на поверхности океана согласуются с разделением водного тела океана на две главные части по А. Дефанту (1961) — океанскую тропосферу и стратосферу. Океанская тропосфера, или теплый океан, занимает верхние сотни метров в акватории теплого пояса. Океанская стратосфера, или холодный океан, охватывает остальной объем воды и выходит на поверхность в холодных поясах.

В. Б. Сочава писал, что планетарная зональность — высшая ступень расчленения географической сферы. Помимо планетарной зональности, т. е. зональности 1-го порядка (поясности), существует зональность 2-го порядка. «Зональность географической сферы иерархична: одна система зональности (скажем, региональной) вложена в другую — планетарную. В признании этой иерархичности и заложен принцип системного подхода к концепции зональности» (1963. —

С. 201). И далее: «Следует признать реальными 11 циркуляционных зон климата Б. П. Алисова (1950), но надо и помнить, что они распределяются между тремя физико-географическими поясами» (С. 205).

В холодный пояс Северного полушария входят арктическая и субарктическая климатические зоны Алисова. Первая зона в некоторых работах называется еще и полярной областью, или полярно-арктической зоной. Ее определяют как зону круглогодичного существования снежного и ледяного покрова и область формирования арктических воздушных масс. Для океана это определение соответствует зоне круглогодичного существования морских льдов. Появление данной зональной границы вызвано превращением энергии жидкого состояния воды при образовании льда в энергию уходящего длинноволнового излучения.

Дальнейшее формирование океанической зональности связано с динамикой системы океан — атмосфера и проходит в виде нескольких процессов, протекающих одновременно. Это, во-первых, горизонтальное движение вод, вызванное их неравномерным нагреванием; во-вторых, движение, вызванное циркуляцией атмосферы; в-третьих, субдукция плотных вод под более легкие.

В истории изучения океана дважды была смена представлений о главной движущей силе океанской циркуляции. От зари океанографии и до середины XX в. этой силой считался градиент давления, вызванный разной плотностью океанских вод в разных частях океана. В 1947 г. было опубликовано уравнение Свердруп, позволившее (с известным приближением) вычислять перенос океанских вод косвенным путем как величину, поддерживающую нарушаемое ветром постоянство завихренности поля скорости течений. Вычисления проводились по полю трения ветра (через его ротор) и давали реалистичные результаты. Полученные картины циркуляции стали называть ветровыми. Возникло и укрепилось представление о доминирующей роли ветра в циркуляции океанских вод. Оно подкреплялось сходством картины течений и ветра у поверхности океана. Против ветрового объяснения циркуляции выступал А. С. Саркисян, который объяснял сходство движений атмосферы и океана их сходной реакцией на распределение теплового баланса на океанской поверхности.

В 2003 г. в Институте океанологии им. П. П. Ширшова РАН был выполнен глобальный численный эксперимент, позволивший оценить относительную роль ветра в циркуляции океана (Ю. А. Иванов, К. В. Лебедев, 2003).

Чтобы понять результат эксперимента, нужно учесть, что главный механизм воздействия ветра на циркуляцию океана состоит в наклонах водной поверхности, которые создают градиенты давления, проникающие в водную толщу. Если бы океан был однороден по плотности, скорость течений, вызванных ветровыми наклонами уровня, не уменьшалась бы с глубиной, и их расход был бы много больше наблюдаемого в реальном океане.

Однако оказалось, что если исключить плотностную неоднородность океанских вод и предоставить их в распоряжение ветрового воздействия, то полный от поверхности до дна перенос океанских вод не увеличивается, а уменьшается в основном в два раза, а местами в пять раз, по сравнению со стратифицированным океаном. Это означает, что в реальном стратифицированном океане значение плотности для течений на порядок больше, чем значение ветра. Таким образом, если раньше истоки зональной дифференциации океанских вод объяснялись динамикой атмосферы, то теперь необходимо дополнить объяснение собственной плотностной организацией и динамикой водного тела океана.





совпадает по направлению с атмосферной и поддерживается ею. Главные ее части, упомянутые выше теплые (субтропические) круговороты антициклонического знака, соответствуют антициклоническому полю высокого давления атмосферы, а холодные (субполярные) круговороты циклонического знака — циклоническому полю пониженного атмосферного давления.

Между теплыми и холодными круговоротами происходит формирование новых, пограничных по положению, широтных поясов (рис. 1.7, В). Эти области смешения вод имеют особый состав растительного планктона и выделяются характером атмосферных процессов. Поясам смешения теплых и холодных вод трудно дать иное название, чем умеренные, имея в виду температуру. Генезис этих поясов особый, динамический, вторичный по отношению к первичным поясам радиационного генезиса. Новые пояса отличаются интенсивным переносом и трансформацией вещества и энергии, повышенной динамической, химической

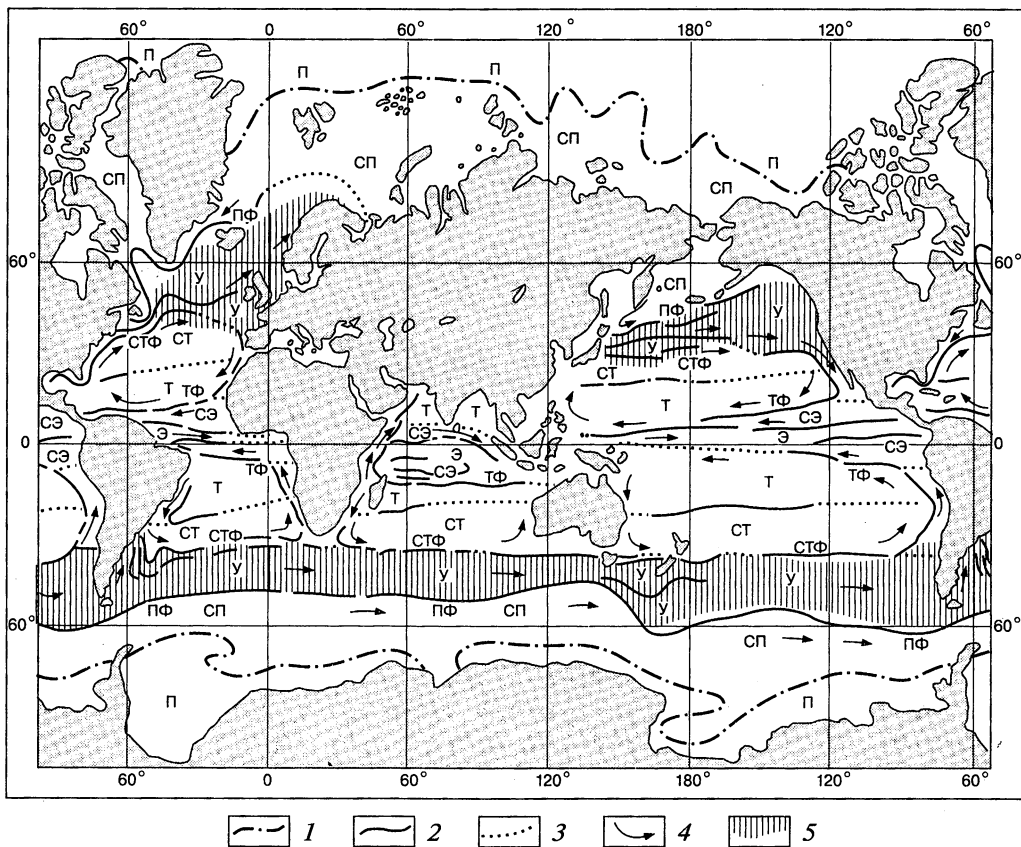


Рис. 1.8. Географическая зональность в водах Мирового океана и распределение океанских фронтов (В. Л. Лебедев, 1984):

1 — граница постоянных льдов; 2 — температурные фронты на горизонтах 50 — 100 м; 3 — экстраполяция фронтов; 4 — течения; 5 — зоны смешения холодноводных и тепловодных видов фитопланктона. Географические зоны, пояса, фронты: п, сп — полярная и субполярная зоны, составляющие вместе холодный пояс; у — умеренный пояс; ст, т — субтропическая и тропическая зоны, составляющие вместе теплый пояс; э, сэ — экваториальная и субэкваториальные зоны, составляющие вместе экваториальный пояс; ф — фронт

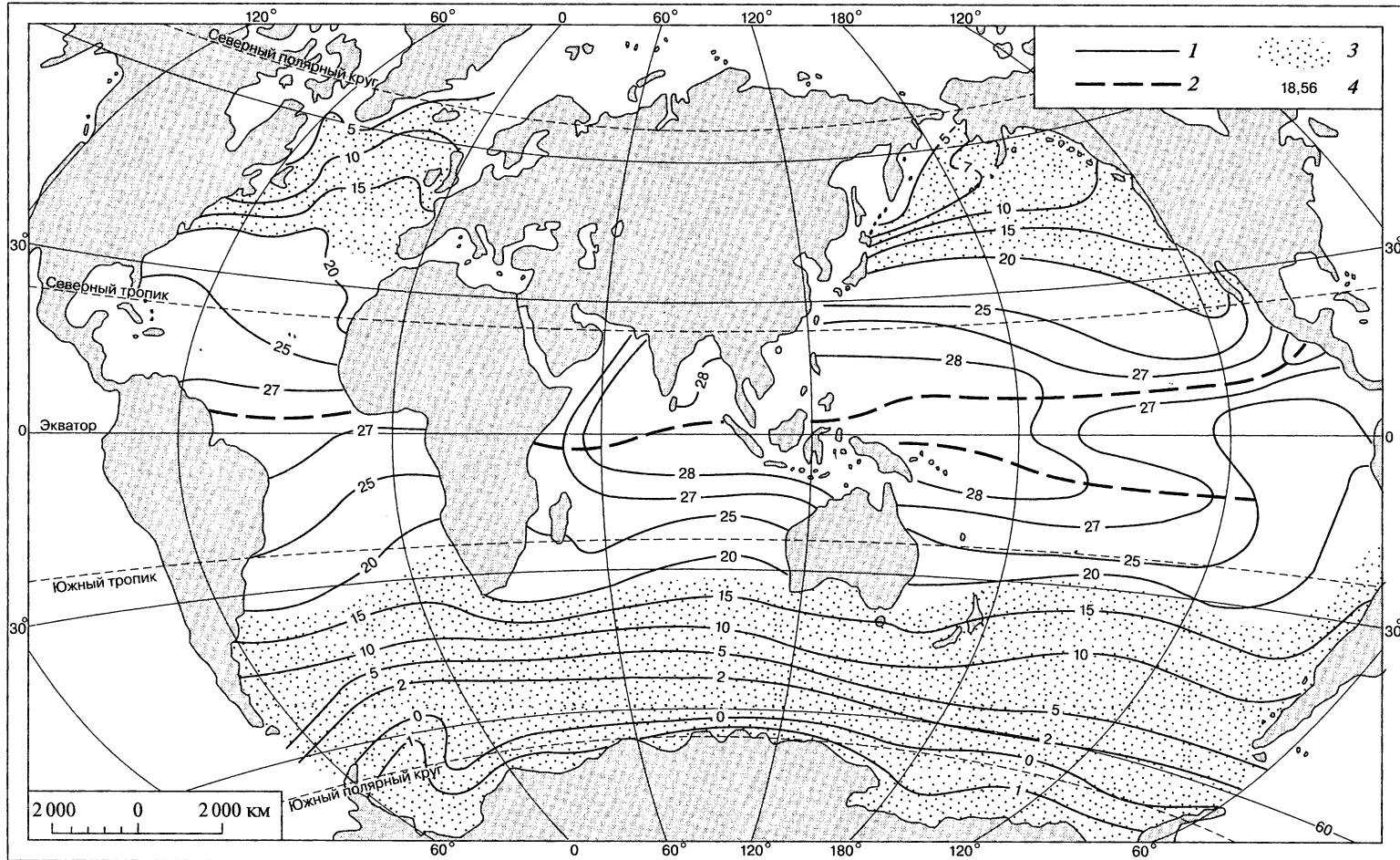


Рис. 1.9. Среднегодовая температура поверхности океана (по В. Н. Степанову, 1982):

1 — изотермы; 2 — зоны максимальной температуры; 3 — температура ниже средней по океану; 4 — средняя температура

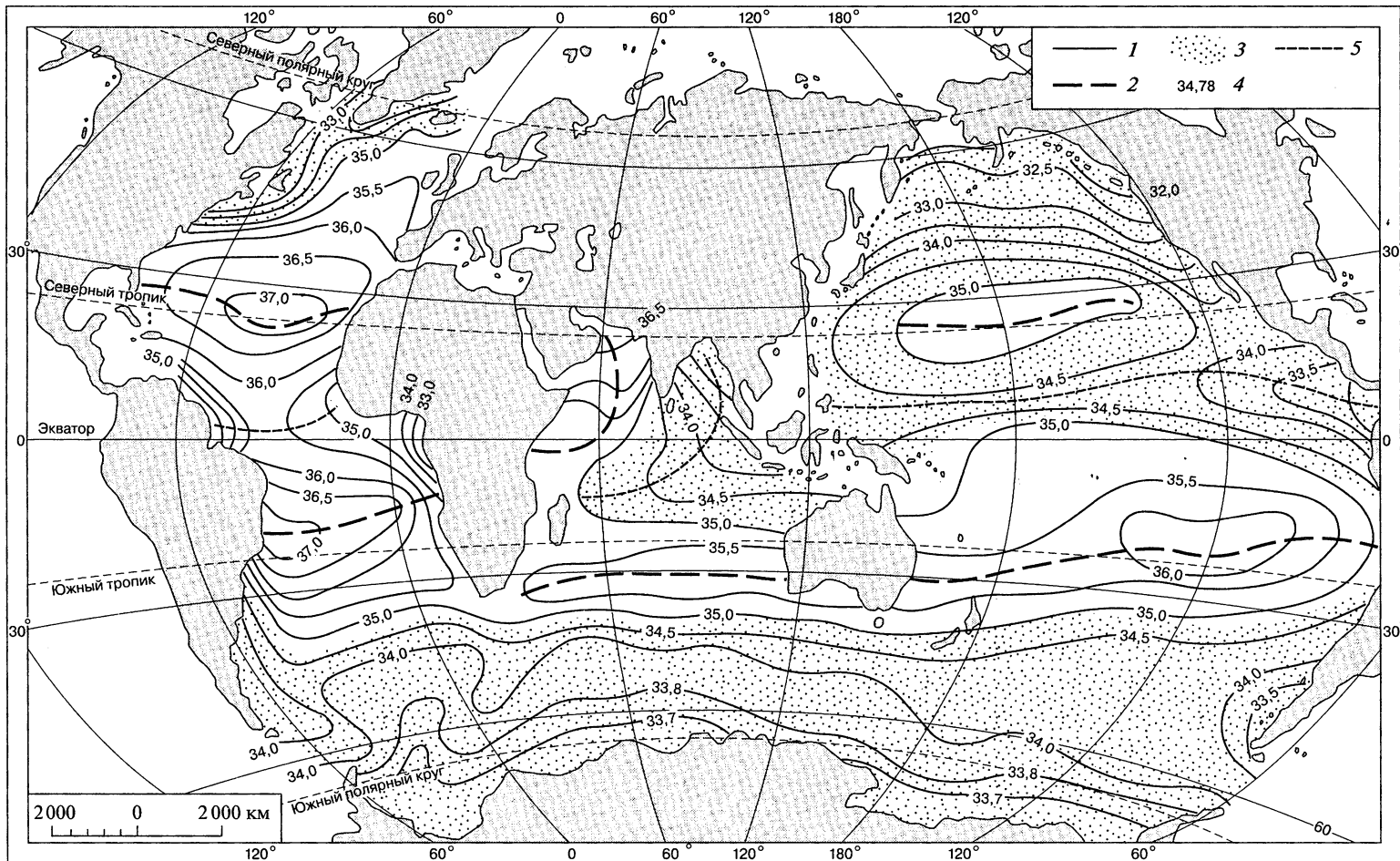


Рис. 1.10. Среднегодовая соленность поверхности океана (по В. Н. Степанову, 1982):

1 — изогалины; 2 — максимальная соленность; 3 — соленность ниже средней по океанам; 4 — средняя соленность; 5 — максимальная соленность

и биологической активностью. Циркуляция воды в окружающих их круговоротах уменьшает меридиональные градиенты температуры внутри круговоротов и обостряет градиенты на границах. Возникают деформационные температурные поля и развивается фронтогенез, формируются сложные системы температурных фронтов и вихрей, занимающие акватории умеренных поясов в северных и южных широтах Мирового океана.

Температурные различия подстилающей водной поверхности — от ледяного покрова в полярных областях до районов интенсивного испарения в теплых тропических водах — служат источниками доступной потенциальной энергии атмосферы. Эта энергия постоянно пополняется и расходуется на работу атмосферных тепловых машин первого рода (см. подразд. 1.3).

Формирование вертикальной структуры Мирового океана происходит главным образом за счет термической конвекции, означающей переход доступной потенциальной энергии в кинетическую энергию субдукции — сползания охлажденных вод под более теплые и легкие слои. В результате тяжелые холодные воды заполняют глубины океана. Теплый океан занимает лишь верхние горизонты и оказывается резко стратифицированным по температуре. Поверхность его сравнительно легких вод приподнята над уровнем холодного океана на высоту до 1 м.

Обращенные к полюсам границы умеренных поясов получили в океанологии преобладающее название Полярных фронтов. Границы, обращенные к экватору, у одних авторов названы Субполярными фронтами (или Субарктическими, Субантарктическими), у других — Субтропическими. Мы принимаем второе название — оно соответствует географической широте фронта.

Положение умеренного пояса между Полярным и Субтропическим фронтами в Северном и Южном полушариях хорошо совпадает с зоной смещения тропических и внетропических видов фитопланктона по Атласу океанов (1974). Это обстоятельство аналогично тому, что очертания географических и климатических поясов на суше согласуются с распределением растительности. Заметим, что и географы, и климатологи уточняют границы поясов по картам растительности.

Характерная черта структуры умеренных поясов состоит в их сужении к берегам океанов на западе, что придает поясам вид клиньев, в вершинах которых расположены фокусы фронтальных систем. Эти места относятся к энергоактивным областям океана, одним из очагов взаимодействия в геосфере. Сужение умеренных поясов вызвано встречным меридиональным движением теплых и холодных вод вдоль западных берегов океана.

Зоны холодных клиньев и теплого межпассатного противотечения оконтурены фронтами и полосами дивергенций. В целом фронтальная система экваториального пояса сужается и утрачивает контрасты температуры с удалением от восточных берегов. Она лучше всего выражена в водах Тихого океана. Экваториальный пояс составляет яркую географическую систему с замкнутым контуром взаимодействия слагаемых. Он отличается высокой контрастностью и упорядоченностью физических и динамических полей, а также ясно выраженными зонами повышенной биологической продуктивности, оставляющими свой отпечаток в донных осадках.

Наиболее очевидный признак разделения теплых поясов океана на тропические и субтропические зоны — это смена восточных пассатных ветров и течений на западные ветры и течения — пассатная конвергенция. Разделение теплого пояса на тропическую и субтропическую зоны проходит по границе пассатных и западных ветров, совпадающей с максимумом атмосферного давления.

Рисунок 1.8 иллюстрирует расположение географических зон в океане. Показанные фронты построены на основании температурных карт Атласа океанов (1974, 1977) на горизонтах 50—100 м.

На рис. 1.9 и 1.10 представлены среднегодовые распределения температуры и солености на поверхности океана.

Генезис зональности показывает закономерную последовательность образования первичных тепловых (холодных и теплых) и вторичных динамических поясов. Вторичные пояса включают умеренный пояс, состоящий из одной умеренной зоны, и экваториально-субэкваториальный пояс, включающий три зоны.

## **Структура и генезис географической зональности Мирового океана**

### ***Северное полушарие***

**Холодный пояс.** Генезис радиационный. Тип первичный.

1. Арктическая зона. Южная граница зоны — сентябрьская кромка морских льдов.

2. Субарктическая зона. Южная граница зоны — Полярный (Арктический) фронт.

**Умеренный пояс.** Генезис динамический. Тип вторичный.

3. Умеренная зона. Южная граница зоны — Субтропический фронт.

**Теплый пояс.** Генезис радиационный. Тип первичный.

4. Субтропическая зона. Южная граница зоны — Субтропическая конвергенция, возникающая при смене западных ветров на пассатные.

5. Тропическая зона. Южная граница зоны — Тропический фронт.

**Экваториальный пояс.** Генезис радиационный и динамический. Тип вторичный.

6. Субэкваториальная зона. Южная граница зоны — Субэкваториальная дивергенция у  $10^\circ$  с. ш.<sup>1</sup>.

7. Экваториальная зона. Южная граница зоны — Экваториальная дивергенция у широты  $0^\circ$ .

### ***Южное полушарие***

8. Субэкваториальная зона. Южная граница зоны — Тропический фронт.

**Теплый пояс.** Генезис радиационный. Тип первичный.

9. Тропическая зона. Южная граница зоны — Субтропическая конвергенция, возникающая при смене пассатных ветров на западные.

10. Субтропическая зона. Южная граница зоны — Субтропический фронт.

**Умеренный пояс.** Генезис динамический. Тип вторичный.

11. Умеренная зона. Южная граница зоны — Полярный (Антарктический) фронт.

**Холодный пояс.** Генезис радиационный. Тип первичный.

12. Субантарктическая зона. Южная граница — мартовская кромка морских льдов.

13. Антарктическая зона океана. Южная граница зоны — берег Антарктиды.

Отсюда можно сделать выводы. Широтная географическая зональность в водах Мирового океана на границе с атмосферой состоит из трех главных тепловых поясов. Одного теплого, включающего экватор, и двух холодных, окружающих

<sup>1</sup> Особые условия в Индийском океане.

полюса. Они имеют первичное радиационное происхождение. На границах между теплыми и холодными поясами лежат умеренные пояса океана, имеющие вторичное, динамическое происхождение. За ними признается ранг пояса, так как они не являются зонами других поясов. Полярные границы умеренных поясов выражены Полярными океанскими фронтами, экваториальные границы — Субтропическими фронтами.

Холодный пояс делится на две зоны — Полярную и Субполярную. Границей между ними служит предел круглогодичного существования морских льдов.

Теплый пояс разделяется в области термического экватора на два пояса: Теплый пояс Северного и Теплый пояс Южного полушарий. Область между ними состоит из трех зон и называется Экваториальным поясом. Он ограничен тропическими фронтами и разделен на Северную субэкваториальную зону, Экваториальную зону и Южную субэкваториальную зону. Экваториальная зона включает Межпассатное противотечение и окружена двумя дивергенциями: Субэкваториальной дивергенцией на северной границе противотечения (вблизи Теплового экватора, у 10° с. ш.) и Экваториальной дивергенцией на географическом экваторе. Происхождение экваториального пояса смешенное — динамическое и радиационное. В Индийском океане акватория пояса входит в зону муссонов, и его структура меняется по сезонам.

Зональность — важнейшее свойство географической оболочки планеты, обобщенное А. Гумбольдтом и В. В. Докучаевым. Горизонтальная зональность проявляется на материках в закономерной смене взаимосвязанных компонентов природной среды, из которых важнейшее значение имеют воздушные массы, почвы и растительный покров. Признаками зональности в океане, как и на суше, служат воздушные массы, а вместо почв — поверхностные водные массы, вместо растительного покрова — растительный планктон. Зональность, выделяемая географами на континентах, в значительной мере ориентируется на границы 13 климатических зон Б. П. Алисова, но не полностью совпадает с ними. В природных зонах океана расхождение может быть значительно больше, так как «океанская почва» это сезонно перемешиваемый верхний слой океана, называемый деятельным слоем и имеющий толщину около 200 м при огромной теплоемкости. Так что воздействие водного компонента на акваландшафт оказывается сильнее атмосферного, который трансформируется при теплообмене с водной поверхностью (особенно быстро, когда температура воды выше температуры воздуха). Важно, что «океанская почва» местами подвержена устойчивому меридиональному движению. За счет этого граница между зонами может приобретать квазимеридиональное направление, как это происходит в Норвежском и Гренландском морях.

## 1.5. Закономерности взаимодействия с литосферой

Границы океана определены контактом его вод с поверхностью литосферы, образующей дно океана. Эти границы изменчивы во времени, а в области мелководья в значительной мере определяются приливными колебаниями уровня и теми денивеляциями уровня, которые зависимы от состояния атмосферных процессов, ветрового волнения и иных видов волн. Границы океана и литосферы зависимы также от свойств литосферы, в частности от градиента гравитационного поля Земли, тектонических и изостатических движений земной коры.

Взаимодействия океана и литосферы разномасштабны. С одной стороны, океан может быть рассматриваем как продукт плотностной дифференциации вещества Земли, а с другой — значительная часть литосферы трансформируется и создается океаном.

При рассмотрении реальных природных процессов, протекающих на дне океана, возникает вопрос о взаимодействии двух граничных сред, а не об одностороннем влиянии жесткой границы на динамику жидкости. Такое взаимодействие исключает возможность проведения жесткой физической границы между материалом дна и водной толщей, прежде всего в наиболее интересном для литодинамики океана случае, когда дно сложено подвижным материалом. В этом случае зона взаимодействия охватывает как некоторую толщу жидкости, так и толщу донных отложений. Динамическое воздействие жидкости на дно распространяется не только на поверхность осадка, но и на некоторую его толщу, а воздействие материала литосферы на поток выражается в расходе энергии потока при обтекании поверхности дна, при движении донного материала и при фильтрационных движениях в толще грунта. Таким образом, донную контактную зону можно определить как «зону механического взаимодействия движущихся масс воды и донного материала между собой и с неподвижным дном» (В. В. Лонгинов, 1963, 1972, 1977).

Косвенным литодинамическим признаком существования специфических процессов контактной зоны служит наличие в водной толще взвешенного донного материала.

Таким образом, в гидрогенных процессах контактной зоной можно считать толщу воды, в которой при данном гидродинамическом режиме происходит восходящее движение донного материала некоторой условной гидравлической крупности и сохранение направленного вверх отрицательного градиента концентрации взвесей.

Рассмотрим возможность применения общего определения контактной зоны к гравитационным процессам. В этих процессах движущей энергией является гравитационная энергия масс твердого материала, и именно эта энергия диссипируется в контактной зоне. Наиболее сложной оказывается структура контактной зоны для мутьевых потоков. Понятие «контактная зона» для суспензионного потока не менее актуально, чем для гидрогенных процессов, но в этом случае приходится считаться с существованием у него двух контактов со специфическими свойствами. Сама же контактная зона мутьевого потока охватывает толщу придонных вод и дна от начала фильтрационных движений воды в грунте и до горизонтов, на которых затухают возмущения, вызываемые в водной толще движением потока.

В гравитационных процессах особую роль приобретают процессы взаимодействия движущейся массы с водой во фронтальной части оползня. Отражение этого фронтального взаимодействия нередко можно наблюдать в виде образования внутренних и поверхностных волн и даже образования цунами.

Следует отметить некоторое различие в трактовке понятия контактной зоны для гидрогенных и гравитационных процессов. В гидрогенных процессах движение твердого материала происходит в контактной зоне и, собственно, определяется ее существованием. В гравитационных процессах контактная зона возникает в результате движения твердого материала и состоит из самой движущейся массы твердого вещества и переходных зон к неподвижному дну, с одной стороны, и к водной толще — с другой.



При рассмотрении разнообразных проблем географии океана невозможно игнорировать химические взаимодействия в специфической донной контактной зоне, представляющей собой водную фазу, генетически связанную с океаном и заключенную преимущественно в осадочных отложениях литосферы. Многие актуальные проблемы биогеохимии, геохимии диагенеза, нефтеобразования, аутигенного минералообразования, рудогенеза, антропогенных загрязнений не могут быть разрешены без изучения жидкой фазы морских отложений. В частности, во внутренних морях, эстуариях, в приустьевых областях и береговой зоне океана концентрации биогенных компонентов и тяжелых металлов даже в верхних горизонтах иловой воды зачастую на 1—3 порядка превышает их содержание в наддонной воде, что вызывает появление восходящих потоков химических элементов и приводит к возможности вторичного загрязнения водоемов. В связи с этим становится актуальной разработка представлений о литогидросфере — науке, исследующей процессы на границе вода — осадок (Ю. Н. Гурский, 2004).

Шельфы и большая часть континентального склона (до глубин около 3,5 км) сложены корой континентального типа, будучи затопленными окраинами континентов. Здесь осадкообразование идет по особым законам, связанным с прогибанием внешних частей шельфов. На окраинах континентов одновозрастные слои оказываются прогнутыми, опущенными на нижние уровни сравнительно с их положением на прилегающих континентах. Тектоника литосферных плит во многом определяет и количественное распределение, и качественный состав осадочного вещества в океане. Во-первых, влияние тектоники сказывается на поставке в океан эндогенного вещества, причем его вклад может быть решающим. Например, поступление марганца из срединных хребтов, по оценкам А. П. Лисицына, в 4—8 раз превышает его поступление в океан с суши с речным стоком. Эндогенный источник и для многих других элементов в океане имеет решающее значение, а для магния и сульфат-иона решающее значение имеет обратный процесс — их захват из океанской воды в гидротермальных системах срединных хребтов.

Наибольшего размаха влияние тектоники на состав осадочных отложений достигает на границах плит — конструктивных и деструктивных.

На конструктивных границах с гидротермами поставляется значительное количество эндогенных элементов и соединений, на деструктивных — в областях субдукции — происходит удаление накопившегося осадочного вещества на глубины по зонам Заварицкого—Беньюфа. Это вещество переплавляется, давая начало Са-щелочному вулканизму активных окраин, эксплозивным выбросам больших масс пирокластики.

Другое глобальное проявление тектоники — связь осадочных образований с типом окраин. Уход осадочного вещества происходит по активным окраинам. На окраинах пассивных (атлантический тип) происходит накопление осадков. Возраст некоторых из окраин достигает 160—180 млн лет, и у основания континентального склона накапливаются грандиозные объемы осадочного вещества мощностью до 12—20 км. Таким образом, главная по объему и массе часть осадочного вещества планеты находится не на континентах, а в океане, в области пассивных окраин! (А. П. Лисицын, 1988, 2001).

Накопление глобальных толщ осадочного вещества на этом глобальном уровне лавинной седиментации возникает не только благодаря сохранению стабильных условий по периферии океана, но также и потому, что движущая сила, которая периодически перемещает осадочный материал из устьев рек к основанию склона,

имеет тектоническую причину. Периодические снижения уровня океана приводят к размыву и сбрасыванию рыхлых отложений из устьев рек и с шельфов на нижний глобальный уровень к основанию континентального склона. Это обуславливает синхронность этапов максимальных накоплений осадочного вещества на втором уровне с перерывами, отвечающими размывам, на первом уровне. Эта синхронность открывает большие возможности для корреляции событий на шельфе и в глубоководных частях океана (А. П. Лисицын, 1988).

Дно океана в разных его частях имеет неодинаковый возраст, а возраст залегающих на нем отложений закономерно увеличивается по мере удаления от срединных хребтов. Это было доказано по линейным магнитным аномалиям, датированным возрастом, и данными почти по 2 000 скважинам глубоководного бурения до базальтов ложа. Осадкообразование на движущемся разновозрастном основании объясняет закономерный рост мощности и возраста осадков от срединных хребтов к периферии океана, малую их мощность в тех частях океана, которые имеют небольшой возраст ложа.

Речная взвесь в основной своей части на 93 % задерживается в устьях рек и в океан почти не проникает (рис. 1.11). Этому соответствуют ничтожные содержания взвеси в водах океана сравнительно с речными, а также малые (обычно менее 100 м) мощности осадочных отложений на дне пелагиали океана и малые скорости седиментации (А. П. Лисицын, 1988, 1994, 2001).

Работа маргинального фильтра (рис. 1.12) последовательно включает три части, различающиеся действующими силами (А. П. Лисицын, 1994).

1. Осаждение крупных частиц речных взвесей под действием гравитационных сил при солёности вод, близкой к речной.

2. Коллоидная часть речных взвесей при смешении речной воды и электролита — морской воды — коагулирует и образует флоккулы. Идет образование

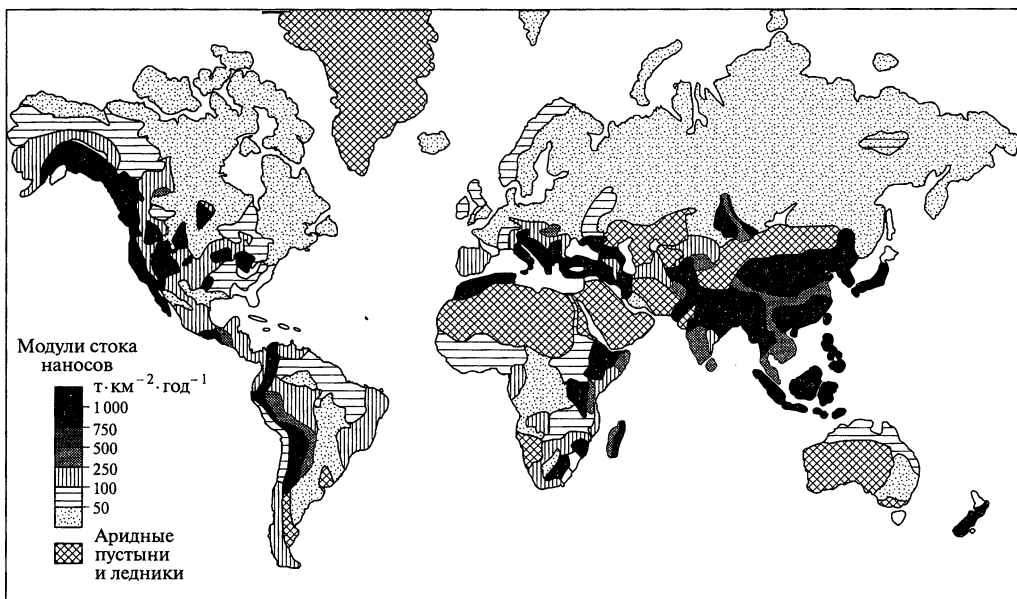


Рис. 1.11. Глобальное распределение стока взвешенных наносов (из Walling, Webb, 1983)

свежих сорбентов, процессы сорбции — десорбции, удаление растворенных форм элементов и загрязнений.

3. Биологический этап, особенно активный после осветления речной воды коагуляцией и увеличения толщины слоя фотосинтеза (рис. 1.13). Здесь при высоком содержании биогенов проходит бурное развитие фитопланктона, который переводит значительную часть биогенных элементов из раствора в аутигенную взвесь (биогенная взвесь), которая далее служит пищей фильтраторам зоопланктона. На этом этапе идет принудительная фильтрация речной воды с удалением всех частиц (включая значительную часть бактерий), превращением их в pelletные комки, которые быстро осаждаются на дне. Мощность фильтрационного механизма Мирового океана такова, что вся взвесь может быть отфильтрована из вод океана за полгода. Механическое осаждение «частица за частицей» отстывает

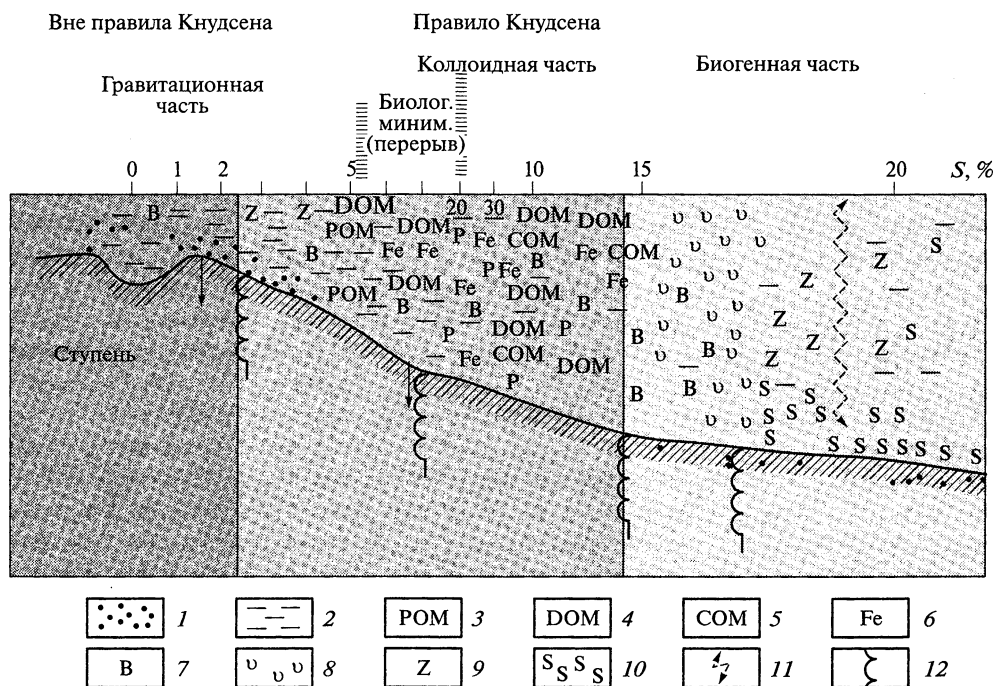


Рис. 1.12. Схема маргинального фильтра на границе река — море, удаляющего около 93 % речных взвесей и около 40 % растворенных форм элементов (по А. П. Лисицыну, 2004, с сокращениями):

1 — осаждение грубой песчано-алевролитовой части речной взвеси; 2 — осаждение тонкой глинистой части; 3 — осаждение легкой биогенной (терригенной) органики; 4 — осаждение растворенной терригенной органики; 5 — коагуляция и флокуляция коллоидной части органики (эстуарный снег, образование ОВ сорбента); 6 — образование Fe сорбента и комбинированного (ОВ + Fe + глинистые минералы) сорбента; 7 — бактериальные обрастания хлопьев; 8 — зона осветленной (после выпадения главной части сорбентов) воды, увеличение мощности деятельного слоя, развитие фитопланктона, массовый переход биогенных элементов во взвесь (клетки фитопланктона) — бионасос 1; 9 — массовое развитие фильтраторов зоопланктона, принудительное удаление (безвыборочное) всей взвеси (весь объем эстуария отфильтровывается за 1 сут) — бионасос 2. На дне биофильтраторы бентоса (бионасос 3) и макрофиты — бионасос 4; 10 — pellets зоопланктона — контейнеры, с большой скоростью (100 — 500 м/сут) опускающиеся на дно; 11, 12 — депоцентры разных частей фильтра: 11 — гравитационной и коллоидной (коагуляционной); 12 — биологической и pelletной

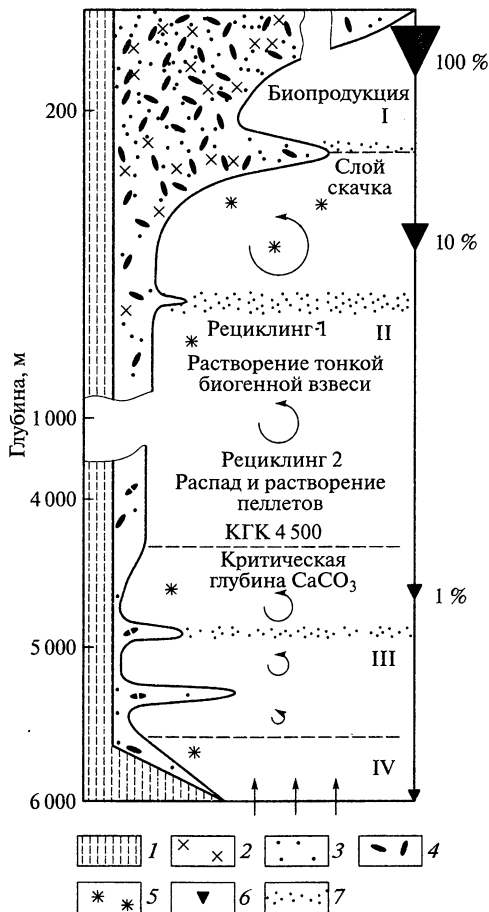


Рис. 1.13. Закономерности изменения потоков вещества по вертикали в «живом океане» при погружении взвеси от поверхности до глубин 6 000 м (по А. П. Лисицыну, 2004):

1 — поток терригенного материала; 2 — поток биодетрита; 3 — тонкие частицы биогенной природы, продукты распада пеллет; 4 — пеллеты; 5 — «морской снег»; 6 — уменьшение потоков  $C_{орг}$  с глубиной (в % верхнего деятельного слоя); 7 — бионефелоиды — слои повышенной мутности, образовавшиеся при распаде пеллетов; I — IV — слои.

Верхний деятельный слой (0—200 м): превращение растворенных форм во взвесь фитопланктоном, фильтрация взвеси и связывание в комки-пеллеты зоопланктоном (безвыборочная принудительная фильтрация всего слоя). Тонкий материал, детрит задерживается в слое скачка и частично растворяется. Возникает верхний нефелоидный слой, идет сильный рециклинг элементов биофильной группы.

Ниже слоя скачка — прекращение деятельности фитопланктона, снижение скорости биофильтрации, сокращение значения мелких частиц, господство пеллетов. Тонкие пеллеты распадаются на уровне слоя II с образованием бионефелоида. Более крупные — на уровне слоя рециклинга 2 с образованием соответствующего бионефелоида, обогащение глубинных вод элементами-биофилами.

На глубине около 4 500 м КГК — глубина карбонатакопления — распад карбонатных частиц и образование карбонатного бионефелоида, обогащение биофилами карбонатной группы.

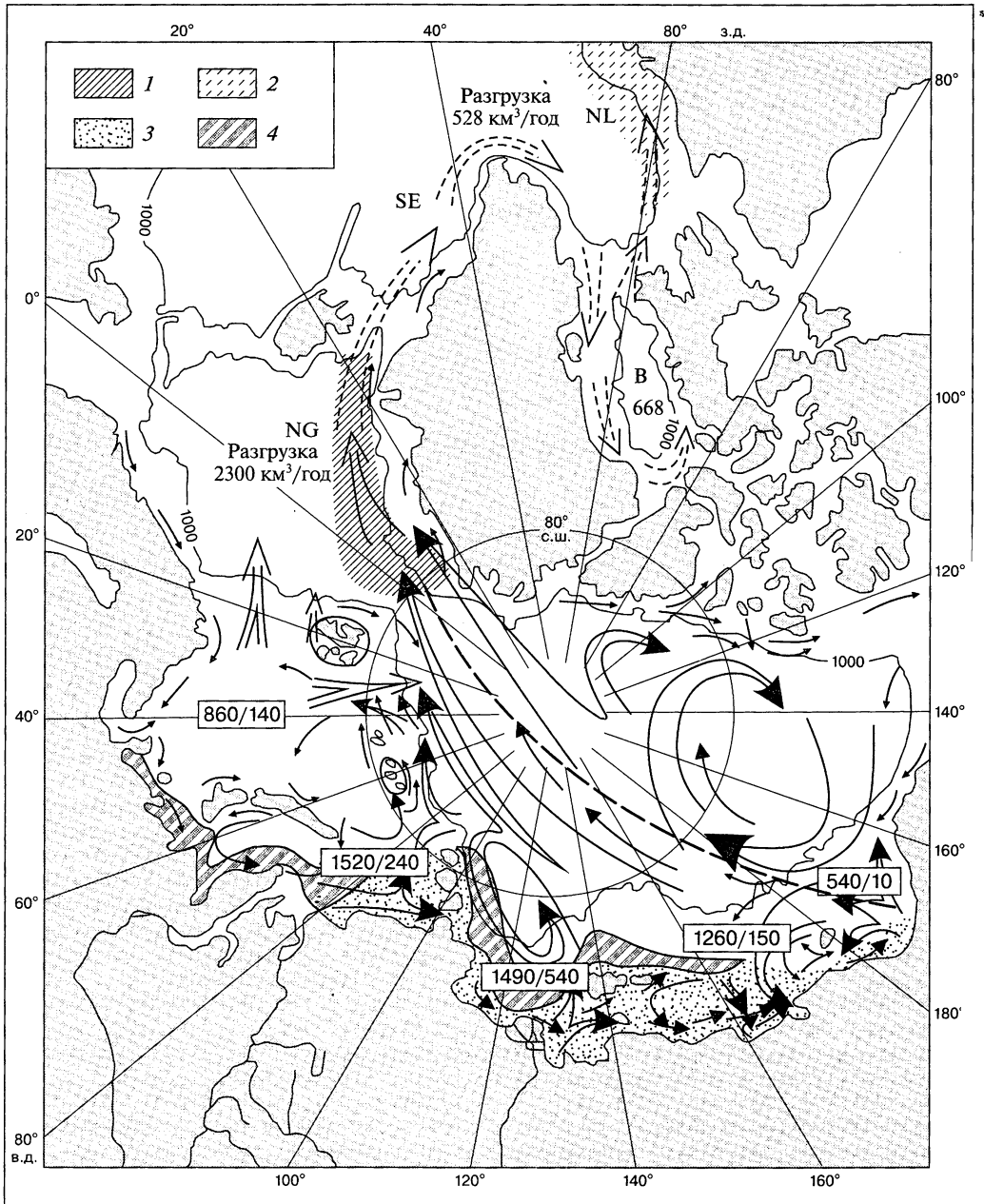
На глубинах больше критической глубины  $CaCO_3$  распространены глубоководные глины и кремнистые осадки, сюда проникают самые крупные и стойкие к растворению пеллеты.

Придонный слой (простирается на первые сотни метров от дна) — повышенная мутность вод (придонный нефелоид) связана с неосаждением тонкого материала в связи с турбулентностью и постепенным его смещением в затишные места; явления размыва встречаются значительно реже. В глубинных слоях океана часть растворенной органики и другого коллоидного материала медленно коагулирует с образованием хлопьев «морского снега»

сейчас на второй план перед мощным механизмом биофильтрации (А. П. Лисицын, 2001, 2003).

Весь объем воды эстуариев даже самых крупных рек (Лена, Обь, Енисей и др.) профильтровывается за первые сутки, что установлено прямыми биологическими исследованиями и независимым изучением взвеси потоков.

В устьях рек в депоцентрах маргинальных фильтров накапливаются грандиозные массы осадочного вещества мощностью до 10 – 15 км (местами и до



19—20 км), здесь идет лавинная седиментация (А. П. Лисицын, 1988). Часть этого осадочного материала уносится из устьев рек вниз по материковому склону при понижении уровня океана. В прошлом уровень снижался неоднократно на 100—300 м, а во время кайнозойского оледенения — на 100—150 м. Массы осадочного вещества с первого уровня лавинной седиментации (устья рек и отдельные участки шельфа) при этом перемещались на второй (нижний) уровень. Перемещение шло в форме разнообразных гравитационных потоков (оползни, обвалы, грязекаменные, зерновые потоки и турбидиты). Таким способом перемещается более 70 % осадочного материала океана от устьев рек до основания континентального склона, где мощности достигают 10—15 км и более.

Фундаментальное значение имеет открытие общей закономерности геохимии океана: геохимия океана есть биогеохимия, она в главнейшей своей части определяется процессом биодифференциации вещества. Эти новые представления были изложены в монографии «Биогеохимия океана» (1983), а также в ряде статей (В. Г. Богоров, 1969; М. Е. Виноградов и др., 1996; А. П. Лисицын, 1961, 1964, 1978, 2001, 2003, 2004; Е. А. Романкевич, 1977).

Геохимическая роль организмов океана разнообразна: они в огромных масштабах ведут подготовку осадочного вещества, растворенного в водах, переводя его в панцири и мягкие образования тел (планктон и бентос), производят концентрирование в тысячи и десятки тысяч раз ряда элементов и соединений, отделяют их от других элементов и соединений, которые не используют. Ежегодный захват только организмами планктона биогенных элементов, кремнезема, Са, Fe и ряда других элементов в десятки раз превышает их поступление с суши. Общая масса осадочного вещества планктона, продуцируемого за год, составляет около 100—110 млрд т  $C_{орг}$  (М. Е. Виноградов и др., 1996), что в десятки раз превышает поставку осадочного вещества к устьям рек. Участие планктона в балансе осадочного вещества в океане, в его создании и преобразованиях в сотни раз превышает поступление терригенного вещества с континентов.

Решающая роль биоса в подготовке около 50 % осадочного вещества донных осадков в океане [по данным тысяч анализов (А. П. Лисицын, 1978)] дополняется еще и гигантской транспортирующей деятельностью организмов. Основная часть

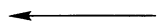


Рис. 1.14. Потоки морского ледового и айсбергового осадочного материала по поверхности моря в Арктике (Lisitzin, 2002).

Стрелки — главные траектории переноса осадочного вещества, заключенного в льдах. Процессы в областях захвата осадочного вещества (цифры в рамке): числитель — объем льдов в конце зимы, знаменатель — объем экспорта льдов с осадочным материалом в Центральную Арктику ( $км^3$ ). Среднее содержание осадочного вещества в льдах 30 мг/л, что в 100—500 раз выше, чем в морских водах. Штриховая линия — главный ледораздел Арктики (разделяет поступление осадочного вещества из Азии от осадочного вещества из Северной Америки). Пунктирные стрелки — главные пути дрейфа айсбергов и переноса ими осадочного вещества. Главные области разгрузки многолетних льдов и айсбергов: 1 — область массовой разгрузки паковых льдов Арктики в местах встречи с теплыми водами Атлантики (по изотермам поверхностных вод  $0...+2^{\circ}C$ ). Разгрузка идет круглый год, возникают термодепозиты Северо-Гренландский (SE) и Центрально-Гренландский (NG). Типично малое содержание или отсутствие грубообломочного материала; 2 — область фронтальной разгрузки айсбергов Гренландии (NL) в море Бофорта (B), образование термодепозитов с особым составом осадочного вещества (моренное, много грубообломочного материала); 3 — принесенный лед; 4 — главные заприпайные полыни. Цифры — объем ежегодно тающих льдов и айсбергов ( $км^3/год$ ). Цифры в рамках — разгрузка льдов и айсбергов ежегодная ( $км^3/год$  осадочного вещества)

океанских взвесей осаждаются на дно в результате деятельности организмов-фильтраторов планктона и бентоса. Они способны извлекать из воды взвесь принудительной фильтрацией и связывать ее в крупные пищевые комки-пеллеты, захватывая частицы размером до 1 мкм и мельче. Прямые исследования потоков осадочного вещества показали, что более 50 %, часто 70—90 % его поступает на глубины и в донные осадки в виде крупных пеллетов, имеющих защитную оболочку (пеллициль) (А. П. Лисицын, 2004).

Важную роль играют организмы в процессах диагенеза и в превращениях осадочного вещества в толще донных осадков (в основном микроорганизмы).

Исследования показали, что подготовка, транспортировка и отложение осадочного вещества в ледовых зонах производятся только льдами и что таким образом в океане уверенно выделяется ледовый тип седиментогенеза (айсберговый и ледово-морской) (рис. 1.14). Изучение осадков и кернов глубоководного бурения позволило проследить развитие этого типа седиментогенеза в Северном и Южном полушариях на протяжении последних 160 млн лет (А. П. Лисицын, 1994; Lisitzin, 2002).

Еще одной сенсацией XX в. оказалось и то, что донные осадки океанов в аридных зонах на удалении на многие тысячи километров от суши состоят из минералов эолового генезиса, что биогенные остатки в них характерны только для аридных зон и не встречаются в других зонах, а первичная продукция минимальна, как и в пустынях суши. Минеральная часть донных осадков аридных зон на 70—95 % представлена осадочным веществом эолового генезиса (А. П. Лисицын, 2001). Подготовка, транспорт и отложение осадочного вещества здесь резко отличны от других зон, т. е. в океанах, как и на континентах, может быть выделен аридный тип седиментогенеза.

За прошедшие 50 лет в сферу хозяйственной деятельности человечества удалось вовлечь около 27,5 млн площади дна шельфа, богатого нефтью и газом, а также другими ископаемыми. Здесь уже обнаружены, разведаны и даже частично эксплуатируются гигантские и супергигантские месторождения нефти и газа.

## **1.6. Планетарные морфоструктуры дна и рельефообразующие процессы**

Современный рельеф Земли сформировался за последние 200 млн лет, причем рельеф дна океанов оказался несколько древнее рельефа континентов. Дно Мирового океана занимает более 2/3 твердой поверхности Земли. Поэтому при рассмотрении глобальных проблем геологии и геоморфологии необходимо иметь объективное представление о подводном рельефе в целом. Морфоструктурный подход позволяет показать крупные элементы рельефа в их связях с эндогенными факторами. Подводный рельеф отчетливо отражает свое первично-тектоническое происхождение. Последнее обстоятельство связано с существенно замедленным протеканием на большей части океанского дна процессов денудации и аккумуляции, что обеспечивает здесь в целом большую, чем на суше, сохранность тектонически обусловленного рельефа (С. А. Лукьянова, Г. А. Сафьянов, 2004; Б. А. Казанский, 2007). Морфоструктурный анализ тесно связан с проблемой происхождения дна океана.

Вопрос о происхождении дна океанов давно является предметом обсуждения в рамках двух альтернативных концепций — новообразования коры океанического типа в процессе рифтогенеза и погружения континентальных массивов с приобретением ими геофизических и геологических свойств коры океанического типа. Первая концепция представлена сторонниками новой глобальной тектоники литосферных плит (НГТ), вторая — сторонниками океанизации континентальной земной коры.

Даже крупнейшие авторитеты в области морской геоморфологии (Г. Б. Удинцев, А. В. Ильин, 2006) склонны ограничиться рассмотрением вопроса о многообразии крупнейших морфоструктур океанского дна и оценкой степени их генетического родства (моногенеза) или разнородности (гетерогенеза) в свете этих альтернативных представлений, воздерживаясь от однозначных решений.

Популярность тектоники литосферных плит в значительной мере обусловлена простотой и универсальностью объяснения происхождения земной коры океанического типа в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Новообразованная кора в процессе латерального перемещения плит от центра спрединга обеспечивает моногенез всего ложа океанических впадин. Субдукция, компенсирующая раздвижение плит в рамках постоянного объема земного шара, дает объяснение процессу разрастания континентальных платформ. Концепцией тектоники литосферных плит решаются две важнейшие проблемы: происхождения океанов и развития горных систем на континентах. По этим причинам новая глобальная тектоника (НГТ) в общем продолжает развиваться.

Вместе с тем океанические исследования поставляют новые материалы, не всегда укладывающиеся в простейшие схемы мобилистских палеореконструкций. Предположение о движениях шести литосферных плит вступило в противоречие с разнообразием системы океанических рифтов, обнаружением рассеянных активных и реликтовых рифтов, микроконтинентов, что привело к признанию дробления крупных литосферных плит, миграций и скачков осей спрединга.

Особенности морфоструктуры дна океана не позволяют безоговорочно принять тезис НГТ об унаследованности структуры дна от рифтовых зон, как это следует из постулата жесткости литосферных плит. Представление о латеральной преемственности океанической морфоструктуры не вполне очевидно (Г. Б. Удинцев, А. В. Ильин, 2006).

Эти сомнения вызывают необходимость максимальной объективности морфоструктурного анализа дна океана. Методом объективизации данных о рельефе дна может служить мелкомасштабное картографирование дна. Другой возможностью для объективизации служат глобальные базы цифровых данных спутниковой альтиметрии по топографии земной поверхности, позволяющие получить новые данные по распределению высот рельефа дна (батиметрии) океанов в пространстве и во времени, пригодных как для географического описания, так и для геодинамической интерпретации (Б. А. Казанский, 2007).

### **1.6.1. Основные морфоструктуры дна Мирового океана**

Целесообразность морфоструктурного подхода к картированию рельефа океанского дна подтверждена составлением ряда соответствующих карт.

Одной из последних в этом ряду стала обзорная (М : 1 : 60 000 000) Морфоструктурная карта дна Мирового океана (World Atlas..., 1998), составленная в Лаборато-



рии морской геоморфологии географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, дающая общее наглядное отражение морфоструктурных особенностей дна океанов. На карте сохранены лишь наиболее крупные элементы морфоструктуры дна Мирового океана, которые, однако, дают представление о большой сложности строения подводного рельефа.

В основу морфоструктурного анализа дна Мирового океана положена классификация крупных и крупнейших морфоструктурных элементов, предложенная О. К. Леонтьевым (1971, 1982; С. С. Воскресенский, О. К. Леонтьев, 1999). Она базируется, прежде всего, на различиях типов земной коры, слагающих океаническую часть литосферы. В соответствии с этой классификацией поверхность Земли подразделяется на планетарные морфоструктуры (О. К. Леонтьев, 1971) или геотектуры (И. П. Герасимов, 1967). Планетарные морфоструктуры — это крупнейшие формы рельефа, являющиеся прямым отражением важнейших черт геологической структуры земной коры в особенностях ее поверхности. Они имеют планетарное распространение и по своему геотектоническому своеобразию служат наивысшими в таксономическом отношении типами морфоструктур. В пределах дна океанов выделяются: 1) *подводная окраина материков* — как часть континентальной планетарной морфоструктуры; 2) *переходная зона*; 3) *ложе океана*; 4) *срединно-океанические хребты*.

Подводная окраина материков — часть материковых выступов земной поверхности, находящаяся ниже уровня океана и затопленная его водами. Для подводной окраины материков характерна земная кора континентального типа. Однако, по мнению В. Е. Хаина (1989), это «уточенная и преобразованная континентальная кора», обладающая специфическими свойствами и занимающая промежуточное положение между континентальным и океаническим типами земной коры. Это обстоятельство позволяет ставить подводные окраины материков (так называемые пассивные окраины) в один таксономический ряд с континентами и океанами.

Подводной окраине материков противостоит ложе океана, охватывающее большую часть океанского дна и подстилаемое земной корой океанического типа, которая отличается от континентальной коры по составу, строению и возрасту, а также по мощности и другим свойствам (В. Е. Хаин, 1989).

На значительном протяжении периферии Атлантического и Индийского океанов подводная окраина материков и ложе океана имеют непосредственный контакт. Однако в ряде случаев, а именно на западной окраине Тихого океана, в районе Карибского и Европейского Средиземноморья, на северо-восточной периферии Индийского океана, в районе моря Скотия, между подводной окраиной материков и ложем океана располагаются переходные области, представляющие собой современные геосинклиналильные области и в совокупности образующие третью планетарную морфоструктуру — переходную зону.

Следующей планетарной морфоструктурой являются срединно-океанические хребты как зоны современного интенсивного рифтогенеза с особым типом земной коры (рифтогенальным, ультраокеаническим — по Г. Б. Удинцеву, 1972).

В отличие от континентальных платформ и ложа океана, которым свойственна относительная тектоническая стабильность, переходные области и срединно-океанические хребты характеризуются высокой сейсмичностью, интенсивным современным вулканизмом, общей тектонической активностью земной коры.

Четыре планетарные морфоструктуры являются главными подразделениями поверхности дна океанов. В пределах этих морфоструктур выделяются морфо-

структуры более низких рангов — I и II порядков. Они классифицируются по структурным признакам, выражающимся в тонких различиях в строении земной коры и в интенсивности проявления тектонических движений, а также по особенностям их выражения в рельефе дна. Так, в пределах подводной окраины материков выделяются *шельф, континентальный склон и континентальное подножие*, для которых морфоструктурами II порядка будут структурные поднятия и впадины, уступы, хребты и плато. Морфоструктуры I порядка в пределах переходной зоны представлены *островными дугами, глубоководными желобами и котловинами* окраинных и средиземных морей, в которых выделяются в качестве морфоструктур II порядка — равнины, хребты и возвышенности. Для ложа океана морфоструктурами I порядка являются *океанские возвышенности и океанские котловины* с их более дробным подразделением на структурные равнины и хребты разных типов. В пределах срединно-океанических хребтов в I таксономическом ранге выделяются их *рифтовые и фланговые зоны*, а также *базальтовые плато*.

Картографическое обобщение сведений о крупнейших и крупных морфоструктурных элементах в пределах всего Мирового океана позволяет получить представление об их пространственном распространении и площадных соотношениях. Соответствующие расчеты (О. К. Леонтьев и др., 1974) показывают, что наибольшую площадь под водой занимает ложе океана — 193,8 млн км<sup>2</sup>. Ему противостоит материковая планетарная морфоструктура, в совокупности (вместе с континентами) составляющая более 229 млн км<sup>2</sup>; однако под водой находится менее ее трети — 81,5 млн км<sup>2</sup>. Другие планетарные морфоструктуры имеют площадь того же порядка: срединно-океанические хребты — 55,3 млн км<sup>2</sup>, переходные зоны — 30,6 млн км<sup>2</sup>.

**Подводная окраина материков** — часть крупнейшей планетарной морфоструктуры — представлена повсеместно. За счет увеличения размеров главным образом шельфа она наиболее широко развита в Северном Ледовитом океане, на северо-западе Тихого океана, на северо- и юго-западе Атлантики.

Выделение «пассивных» и «активных» окраин материков в значительной степени условно (О. К. Леонтьев и др., 1986; В. Е. Хаин, 1989).

Учитывая проблематичность подразделения окраин материков на «пассивные» и «активные», к истинно континентальной планетарной морфоструктуре отнесены здесь в основном окраины первого типа, наиболее широко представленные в пределах Индо-Атлантического сегмента Земли; вторые рассматриваются как современные геосинклинальные области, промежуточные между континентом и океаном (переходная зона). В таком понимании подводная окраина материков занимает в Мировом океане площадь около 81,5 млн км<sup>2</sup> (О. К. Леонтьев и др. 1974), причем наибольшей величины она достигает в Атлантическом океане — примерно 29,5 млн км<sup>2</sup>. Триада основных элементов (или морфоструктур I порядка), составляющих подводную окраину материков, представлена шельфом, континентальным склоном и континентальным подножием, площади которых составляют, соответственно, 31,2; 24,6; 26,0 млн км<sup>2</sup>.

Выделение границ континентальной окраины и анализ морфоструктурных особенностей ее рельефа сопровождаются важнейшими политическими следствиями. Так, картографирование дна Арктического бассейна и корреляция его рельефа с физическими полями Земли позволили отечественной науке создать документальную основу для увеличения на 1 200 000 км<sup>2</sup> примыкающей к России в Север-

ном Ледовитом океане площади «юридического шельфа», содержащего большие запасы углеводородов (И. Е. Грамберг, Г. Д. Нарышкин, 1999; 2001; С. П. Алексеев и др., 2001; Нарышкин и др., 2005).

*Шельф.* Несмотря на обилие геолого-геоморфологических данных, среди исследователей до сих пор нет полного согласия в определении этого элемента подводной окраины материков. Одни из них (Гершанович, 1966; О. К. Леонтьев, 1975, 1999; А. Н. Ласточкин, 1978; П. А. Литвин, 1990, 1995) рассматривают шельф как непосредственное морфологическое и структурное продолжение платформ материка. Другие исследователи (И. П. Герасимов и др., 1975; Л. И. Красный, 1977; Каплин, 1978) считают шельф особой морфоструктурной единицей с отличными от материка структурными, осадочными и морфологическими характеристиками. Кроме своеобразия процессов экзогенного рельефообразования, осадконакопления, гидрологических условий, новейшего развития, в пользу этой точки зрения свидетельствуют структурная и морфологическая автономия шельфов, примыкающих к горным странам, а также наличие в пределах практически всех шельфов близ контакта с материком глубочайших прогибов (до 8–10 км), заполненных мощной толщей осадочных отложений.

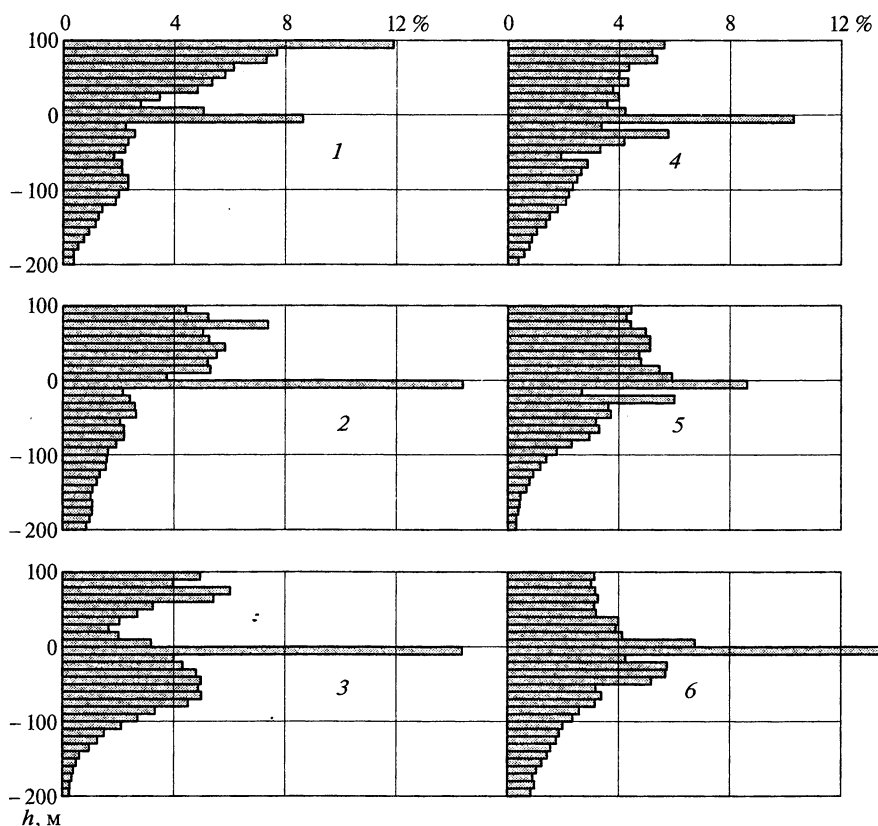


Рис. 1.15. Гистограммы плотности вероятности распределения высот окраин вс континентов в интервале +100...-200 м (Б. А. Казанский, 2007):

1 – Южная Америка; 2 – Африка; 3 – Австралия; 4 – Европа; 5 – Азия; 6 – Северная Америка

Внутренние границы шельфа, фиксируемые береговой линией океана, являются случайными, зависящими от комплекса современных физико-географических и тектонических условий и менявшимися в геологическом прошлом. Внешняя граница шельфа прослеживается на глубине примерно 130—200 м, соответствующей наименьшему уровню океана в плейстоцене. Отмечается определенная тенденция в изменении глубины расположения края шельфа: в высоких широтах эта глубина значительно больше, чем в низких широтах. Это объясняется сильным эродирующим действием плейстоценовых ледников и влиянием их нагрузки.

Анализ распределения высот и глубин материковых окраин в диапазоне от 100 до 200 м с шагом 10 м приводит к заключению (Б.А. Казанский, 2005), что все гистограммы указывают на максимальную площадь батиметрической ступени 0...–10 м (рис. 1.15), что очевидно отражает повсеместное воздействие волнения на малых глубинах.

Шельф характеризуется преимущественно равнинным рельефом. Это обычно аккумулятивно-денудационные равнины, неоднократно подвергавшиеся субэвразальной переработке в течение плейстоценовых ледниковых эпох. Поэтому для шельфа характерны реликтовые формы рельефа экзогенной природы, а также структурно-денудационные образования типа уступов, куэст и пр.

Кроме «нормального» шельфа целесообразно выделять также погруженный шельф, т.е. ту часть шельфовой поверхности, которая располагается ниже обычной предельной отметки благодаря тектоническому и/или гляциоизостатическому погружению края материковой платформы. Нижняя ступень шельфа нередко отделена от верхней заметным уступом или относительно крутым склоном с перепадом высот до сотен метров. Эти уступы морфологически часто сходны с уступами континентального склона. При этом гляциоизостатически погруженные шельфы, по-видимому, более или менее одновозрастны.

В качестве морфоструктур II порядка в пределах обеих разновидностей шельфа выделяются равнины — основной уровень шельфовой поверхности, а также впадины и возвышенности с относительным врезом или превышением в несколько десятков метров.

Огромной ширины (более 500—1000 км) шельфовые равнины достигают в Северном Ледовитом океане, на юго-западе Атлантики, в западной части Тихого океана. Такие расширения рельефа имеют структурную обусловленность. Однако в ряде случаев происходит надстраивание края шельфа за счет активной аккумуляции терригенного материала. Так, пологий выступ шельфа над Медвежинским глубоководным конусом выноса (северо-восток Атлантики) связан с длительным накоплением дельтовых осадков, выносимых по Медвежинскому желобу мощной плейстоценовой речной системой (Г.Г. Матишов, 1984). Эти примеры могут свидетельствовать о сложности строения шельфовой террасы. Шельф представляет собой область преимущественного развития гидрогенных процессов, среди которых преобладает волнение.

*Континентальный склон* — основной связующий элемент между двумя главными гипсометрическими уровнями Земли — континентальным и океаническим. «Величайшие склоны Земли» (Ф.П. Шепард, 1976) повсеместно окаймляют материковые массивы, в том числе и микроконтиненты Сейшельский, Мадагаскарский, Новозеландский. Материковый склон морфологически обычно представлен значительно расчлененной наклонной равниной, отделяющейся от шельфа четкой бровкой, ниже которой уклоны резко возрастают вплоть до основания склона,

располагающегося на глубинах от 1,5 до 3,5 км. Крутизна поверхности этой равнины в 40 раз превышает средние уклоны шельфа. Равнина нередко осложнена структурными уступами, а также ступенями. Последние характерны почти для всех подводных окраин материков и представляют собой опущенные на разную глубину (до 2—3 км) крупные блоки, нередко отделенные от шельфа узкими прогибами (В. Е. Хаин, 1989; 2001).

Для верхней части континентальных склонов тропических областей характерны также мощные карбонатные платформы, наибольшими из которых являются Флоридская, Багамская, Кампече и плато Блейк. Эти и многие более мелкие карбонатные платформы начали формироваться в юрско-меловое и в палеоген-неогеновое время, а некоторые продолжают нарастать и сейчас за счет развития коралловых рифов.

В отличие от шельфа континентальный склон характеризуется значительной вертикальной расчлененностью, обусловленной многочисленными подводными каньонами. Во многих случаях верховья подводных каньонов проникают в область мелководья, что особенно характерно для областей интенсивной седиментации. Каньоны являются каналами перемещения значительных объемов осадочного материала к материковому подножию. На континентальном склоне преобладают главным образом различные гравитационные процессы.

Основной проблемой изучения континентальных склонов является выяснение вопроса об их происхождении. Из нескольких гипотез по этому поводу наиболее популярной является рифтовая, а также гипотеза сбросового (для Атлантики) — взбросового (для Тихого океана) происхождения континентальных склонов.

Значительная крутизна всех типов континентального склона (в том числе и аккумулятивного) обусловлена не только тектоническими факторами, но и причинами экзогенной природы. В случае преобладания аккумулятивных процессов континентальный склон, заложенный первоначально на границе континентальной и океанической коры, может выдвинуться в сторону океана.

*Материковое подножие* представляет собой глубокий прогиб земной коры на контакте океана с континентом, выполненный огромной по мощности (3—9 км) толщей осадков. Последние представлены прежде всего турбидитами, оползневыми осадками и контуритами. Основную их массу составляет осадочный материал, снесенный с прилегающего материка. Как указывает А. П. Лисицын (1978), более 80 % терригенного материала, поступающего с суши в океан, накапливается в пределах подводных окраин материков, причем основная их часть оседает именно на материковом подножии. По приближенным подсчетам (О. К. Леонтьев и др., 1986), объем этой огромной линзы осадков достигает 125 млн км<sup>3</sup>.

Материковое подножие представляет собой обширную наклонную равнину аккумулятивного генезиса, окаймляющую основание континентального склона и по площади превосходящую его. По сути, это своеобразный гигантский шлейф осадочного материала у основания континентального склона, сложенный многочисленными слившимися конусами выноса подводных каньонов. Очевидна приуроченность наиболее обширных конусов выноса к подводным каньонам, верховья которых перехватывают значительную часть твердого стока крупнейших рек мира.

Аккумулятивный шлейф материкового подножия не имеет повсеместного развития и может отсутствовать в районах примыкания к континентальному склону глубоководных желобов.

В ходе роста конусы выноса, слагающие материковое подножие, выдвигаются далеко за пределы подводной окраины материка. Таким образом, геоморфологическая и геофизическая границы подводной окраины материка и ложа океана могут заметно отличаться в своем пространственном положении.

**Переходная зона** состоит из ряда смежных областей, в пределах которых выделяются следующие морфоструктуры I порядка: глубоководные морские котловины (суммарная площадь 19,8 млн км<sup>2</sup>), островные дуги (общая площадь с подводными склонами островных массивов 6,1 млн км<sup>2</sup>) и глубоководные желоба (4,9 млн км<sup>2</sup>).

**Котловинам окраинных глубоководных морей**, подстилаемым корой океанического или субокеанического типа, присущ в основном равнинный рельеф. Эти котловины — области интенсивного и длительного накопления осадочного материала. Мощность осадочной толщи в их пределах измеряется обычно 3—4 км, в отдельных случаях — до 12,5 км (Коралловое море). Основным типом рельефа в пределах котловин является плоский или пологоволнистый рельеф абиссальных равнин; реже здесь встречается рельеф абиссальных холмов.

В пределах **глубоководных морских котловин** переходной зоны сохранились отдельные более крупные возвышенности и хребты, причем некоторые из них сложены корой субконтинентального или даже континентального типа. Известны также складчато-глыбовые хребты, в числе которых, возможно, имеются и реликты островных дуг (Г. Б. Удинцев, 1972).

**Островные дуги**, окаймляющие глубоководные котловины окраинных морей, представляют собой гигантские складчато-глыбовые хребты, осложненные многочисленными вулканами. Более 80 % всех действующих на планете вулканов приурочено к островным дугам (Апродов, 1983). Для островных дуг характерны поперечные разломы, с которыми связаны глубокие проливы. Высокие значения теплового потока, проявления современного вулканизма и напряженный сейсмический режим свидетельствуют об огромной интенсивности эндогенных процессов в пределах островных дуг.

**Глубоководные желоба** — глубочайшие депрессии на поверхности Земли (максимальная глубина Мирового океана 11 022 м приурочена к Марианскому желобу) — пространственно обычно ассоциируются с островными дугами и протягиваются с их внешней стороны.

Склоны желобов относительно круты (7—8°) и интенсивно расчленены подводными каньонами. Дно желоба обычно представляет собой узкую абиссальную равнину с мощностью осадков 0,2—2,0 км. Накопление осадков приводит к сокращению глубины желоба и даже к его полной компенсации (желоб Хикуранги).

Несомненна связь глубоководных желобов с зонами Бениофа—Заварицкого: они фиксируют выход этих глубинных зон неустойчивого состояния недр на земную поверхность и характеризуются концентрацией очагов мелкофокусных землетрясений.

**Ложе океана** подразделяется на крупные (I порядка) морфоструктуры — океанские глубоководные котловины и разного вида хребты и поднятия.

**Глубоководные котловины** характеризуются равнинным и холмистым рельефом. Краевым зонам отдельных котловин присущ также сложный низкогорный и среднегорный рельеф, что наиболее ярко проявляется в котловинах ложа Индийского океана, особенно на контакте со срединно-океаническим хребтом.

Морфоструктура континентальных окраин и обширных областей глубоко-водных котловин была выделена в качестве генетической категории *глыбово-вулканического рельефа*, отличного от *рифтогенно-спредингового рельефа* срединно-океанических хребтов (А. В. Ильин, 2003).

Особая форма развития континентальных окраин активного типа — образование комплекса морфоструктур, включающего котловины краевых морей, обрамляемые вулканическими и складчатыми островными дугами, сопряженными с глубоководными океаническими желобами. Островодужные комплексы с котловинами окраинных морей образуют гирлянду западной половины Тихоокеанского огненного кольца — от Алеутской дуги до Новой Зеландии и гряды островов Макуори.

Еще одной разновидностью морфоструктур океанических областей являются микроконтиненты и асейсмические хребты. Наиболее яркая группа микроконтинентов находится в Индийском океане. Возможно, развитие Индийского океана — результат раздвижения литосферных плит Индостана, Африки, Австралии и Антарктиды, с заполнением образовавшегося пространства полосами рифтогенной коры океанического типа. Но нельзя исключать его формирование путем погружений (океанизаций) по периферии океана с изоляцией срединного реликтового массива Гондваны в центральной части океана, обособление его от окружающих континентов в виде Лемурии, раздробленной на ряд микроконтинентов под воздействием мантийных вздыманий. Система этих микроконтинентов

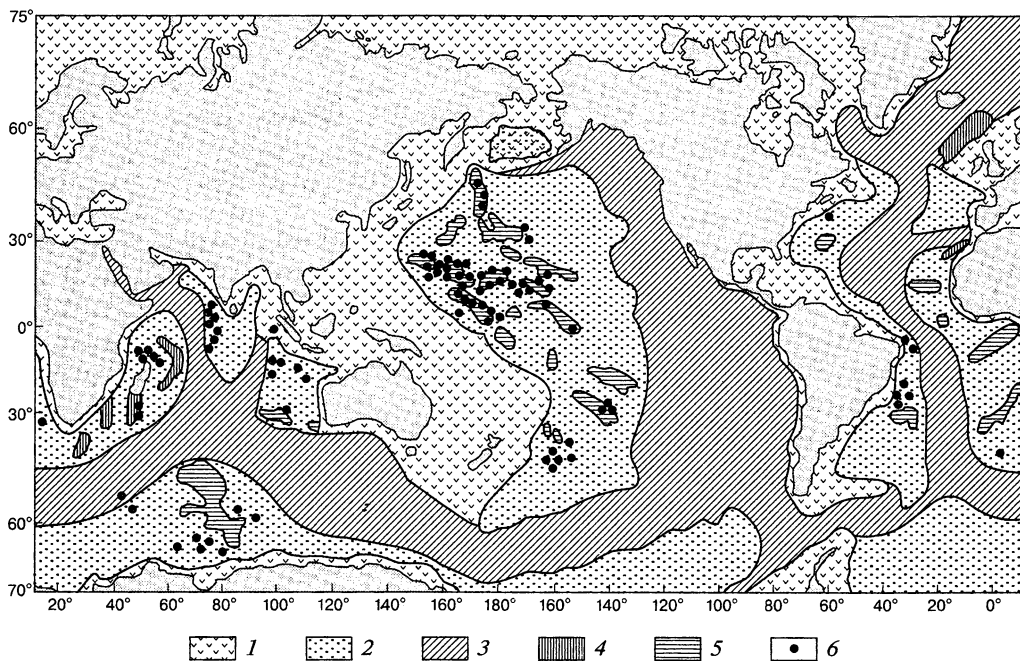


Рис. 1.16. Схема распространения земной коры океана различного геологического возраста (А. В. Ильин, 2003).

*Земная кора:* 1 — разновозрастная переходной зоны от материка к океану; 2 — мезозойского возраста; 3 — кайнозойского возраста; 4 — микроконтиненты; 5 — глыбово-вулканические поднятия; 6 — подводные горы с плоскими вершинами

составляет особую генетическую категорию глыбово-вулканических морфоструктур (Г. Б. Удинцев, А. В. Ильин, 2006).

Крупнейшей областью глыбово-вулканической морфоструктуры является западная часть Тихого океана. Здесь гигантские вулканические поднятия были созданы в основном в периоды 110—95 млн и 80—65 млн лет назад, когда интенсивность вулканизма была очень высокой. Объем вулканических сооружений был настолько велик, что с ними связывается меловая эпиконтинентальная трансгрессия. Большинство крупнейших подводных гор и поднятий в других океанах также сформировалось в меловой период (рис. 1.16).

Наиболее распространенным типом рельефа дна океанских котловин является рельеф *абиссальных холмов*. К абиссальным холмам относят небольшие положительные формы рельефа высотой до 500 м — первичные неровности дна и широко развитые в пределах океанских глубоководных котловин и в некоторых котловинах окраинных морей. Ядра этих холмов сложены вулканическими породами основного состава. Общая площадь развития абиссальных холмов составляет около 140 млн км<sup>2</sup> (Д. Е. Гершанович, О. К. Леонтьев, 1983). Таким образом, *абиссальные холмы — наиболее распространенный тип рельефа на Земле*.

В условиях интенсивного осадконакопления холмы оказываются погребенными под толщей осадков, что ведет к образованию волнистых абиссальных равнин. При еще более активной аккумуляции осадков происходит выравнивание рельефа дна котловин с образованием плоских абиссальных равнин, где мощность отложений превышает 1 км. Равнины такого типа занимают не более 8—9 % площади ложа океана.

В условиях активного осадконакопления абиссальные холмы отсутствуют в котловинах Северного Ледовитого океана и в южных частях приантарктических котловин других океанов, где они перекрыты мощной толщей рыхлых отложений. Таким образом, тип абиссальной равнины — это показатель интенсивности аккумуляции донных осадков.

*Поднятия ложа океана* морфологически могут быть разделены на сводовые и сводово-глыбовые поднятия (Г. Б. Удинцев, 1972), изометрические возвышенности, плато и разного рода хребты, среди которых могут выделяться глыбовые (блоковые) и глыбово-вулканические. При этом в Тихом океане преобладают сводово-глыбовые хребты, образующие систему круто изогнутых дуг в западной части океана. В других океанах доминируют глыбово-вулканические образования.

Все эти положительные элементы ложа океана «...имеют по существу вулканическое происхождение, только одни из них и в современную эпоху проявляют вулканическую активность, а другие проявляли ее в более раннее геологическое время, в палеогене и мелу» (В. Е. Хаин, 1989, с. 10), и в настоящий период разбиты сбросами на блоки.

К сводовым поднятиям ложа океана, кроме того, отнесены так называемые краевые валы (вал Зенкевича, поднятие Витязя), формирующиеся на контакте океанических котловин и глубоководных желобов и имеющие высоту в несколько сотен метров.

Своеобразный грабено-горстовый рельеф формируется вдоль зоны крупных трансформных разломов, представленный сочетанием узких и глубоких (до 6—8 км) впадин-желобов или трогов и линейных горных гряд и хребтов, характерных, например, для системы трансформных разломов Тихого океана. Многие



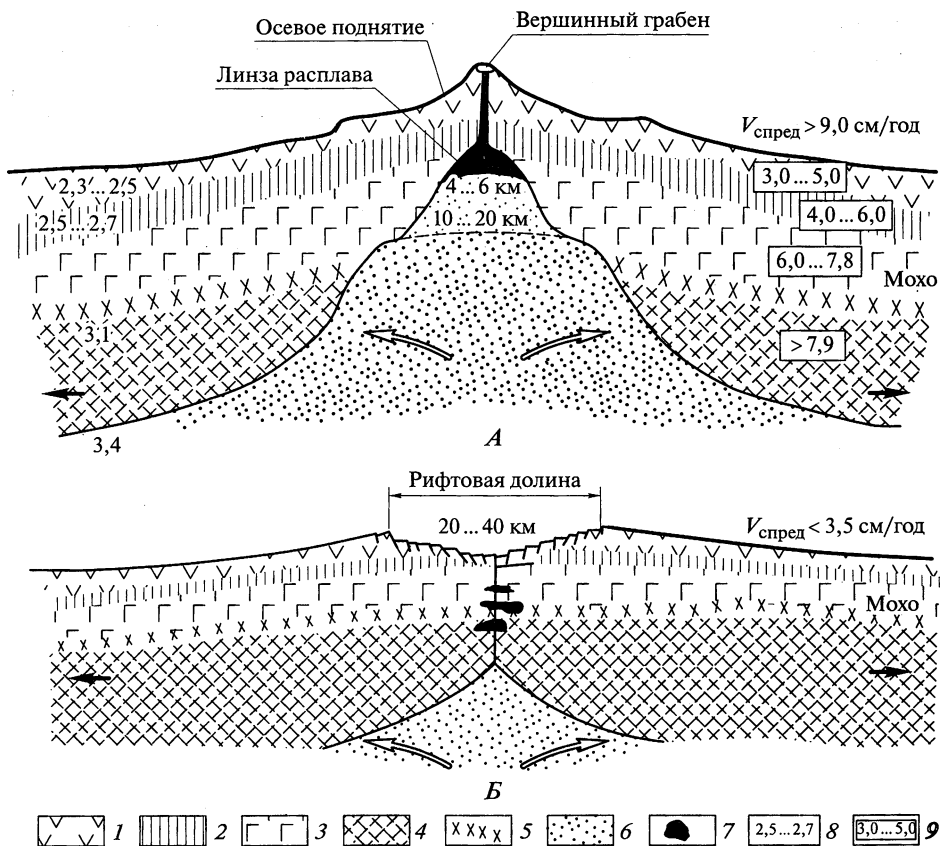


Рис. 1.17. Принципиальная схема глубинной структуры литосферы осевых зон СОХ (по Е. П. Дубинину, С. А. Ушакову, 2001):

*А* — быстро раздвигающиеся; *Б* — медленно раздвигающиеся; 1 — вулканы; 2 — дайковый комплекс; 3 — габбро и метагаббро; 4 — ультраосновные породы верхней мантии; 5 — переслаивание основных и ультраосновных пород, серпентиниты; 6 — астеносфера с разной степенью разуплотненности; 7 — очаги расплава; 8 — плотности пород ( $\text{г}/\text{см}^3$ ); 9 — скорости сейсмических волн ( $\text{км}/\text{с}$ )

трансформные разломы являются трансокеанскими структурами и нередко выходят на материковые окраины, осложняя их строение и эволюцию (В. Е. Хаин, 2001).

Таким образом, ложе Мирового океана характеризуется достаточно сложным рельефом. Некоторые исследователи (Kulakov, 1993) усматривают в его строении еще большие сложности, предполагая наличие здесь крупных кольцевых структур, которые имеют разные размеры (до 1500—2000 км в поперечнике), строение и возраст. Эти структуры просматриваются на дне океана по контурам вулканических цепей и индивидуальным вулканоструктурам, по глубоководным линейным и изометрическим впадинам, террасам, уступам и другим формам донного рельефа.

В целом ложе океана во времени испытывает медленное прогибание, которое охватывает как глубоководные котловины, так и осложняющие их положительные морфоструктуры. Предполагаемый масштаб нисходящих движений ложа океана за кайнозойское время превышает 1000 м.

**Срединно-океанические хребты** (СОХ) образуют единую глобальную систему протяженностью около 65 тыс. км, имеющую несколько ответвлений — Чи-

лийское поднятие и Галапагосская рифтовая зона (Тихий океан), Американто-Антарктический хребт (Атлантический океан) с его продолжениями в море Скотия. Эти хребты представляют собой сводовое поднятие, в пределах которого прослеживается сильно расчлененный горный рельеф *рифтовой зоны* и менее контрастный рельеф *флангов хребта*. В тектоническом отношении СОХ — это зона главных напряжений растяжения земной коры, глубинный разлом, по которому поднимается мантийное вещество. Ежегодно через рифтовую зону на океаническое дно происходит излияние толейтовых базальтов в объеме не менее  $12 \text{ км}^3$  (В.А. Садовничий и др., 2003), что примерно в два раза превышает твер-

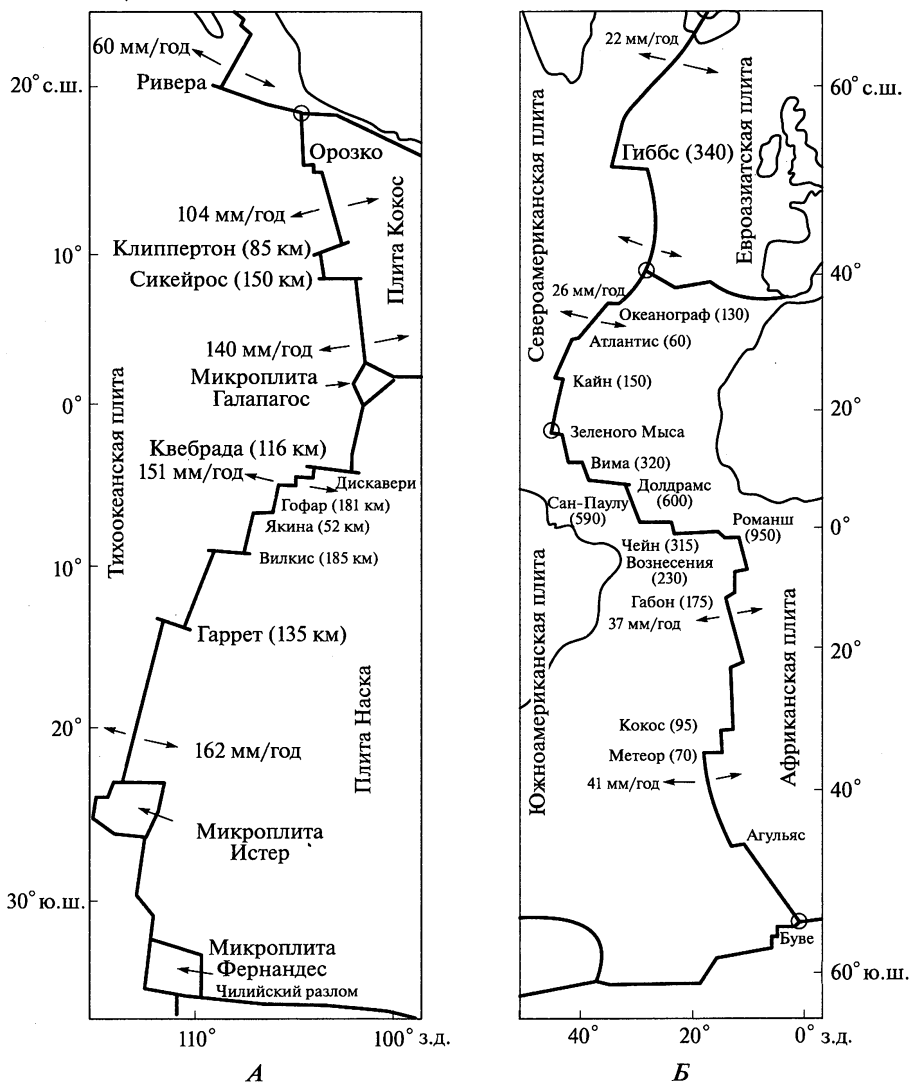


Рис. 1.18. Сегментация ВТП (А) и САХ (Б) на уровне тройных соединений и трансформных разломов (1-й и 2-й масштабные уровни) (по Е. П. Дубинину, С.А. Ушакову, 2001).

В скобках указана величина смещения осей СОХ по трансформным разломам (км)

дый сток всех рек суши. Эти грандиозные процессы не имеют аналогов на суше и сопровождаются повышенной сейсмичностью.

Основные геоморфологические особенности СОХ обнаруживают тесную связь с глубинным строением рифтовых зон (рис. 1.17). Существенны различия в положении магматических камер и очагов для СОХ с быстрыми и медленными скоростями спрединга. Некоторые исследователи по скорости спрединга выделяют до четырех разновидностей СОХ — табл. 1.3 (рис. 1.18). Первый из них представлен относительно узкими хребтами с четкой рифтовой зоной и типичной осевой рифтовой долиной шириной до 5—6 миль; хребты второго типа отличаются значительной шириной, слабой вертикальной расчлененностью и частым отсутствием рифтовой долины, вместо которой появляется узкий горстовый гребень.

Развитие технических возможностей за последние 10—15 лет позволили детализировать представление о строении рифтовых зон СОХ и установить их разномасштабную (на 6 уровнях) морфотектоническую сегментацию (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001).

Известны данные о наличии отмерших отрезков срединно-океанических хребтов.

Сторонники гипотезы тектоники плит (В. Е. Хаин, 1989, 2001; Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001) рассматривают срединно-океанические хребты как морфо-

Таблица 1.3. **Срединно-океанические хребты с разными скоростями спрединга** (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001)

Тип срединно-океанических хребтов	Скорость спрединга, см/год	Длина, тыс. км	Процент от общей длины срединно-океанических хребтов	Примеры
С медленным спредингом	0—4,0	25	40—45	Срединно-Атлантический хребет (САХ) Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) Американо-Антарктический хребет (ААХ)
Со средним спредингом	4,0—8,0	20	30—35	Центральный Индийский хребет (ЦИХ) Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ) Галапагосский центр спрединга (ГЦС) Чилийский хребет (ЧХ)
С быстрым спредингом	8,0—12,0	7—8	13	Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) (север) Тихоокеанско-Антарктический хребет (ТАХ)
С ультра-быстрым спредингом	12,0—16,0	4	7	Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) (юг)

логическое выражение дивергентных границ литосферных плит, в зоне которых происходит подъем вещества мантии и формирование новой коры океанического типа. Другие исследователи (О. К. Леонтьев, 1982, 1999; Г. Б. Удинцев, 1987) придерживаются гипотезы «мантийного диапира», т. е. вспучивания коры в результате подъема материала мантии. Формирующиеся при этом срединные хребты способны вторгаться и в пределы материков, порождая вторичные образования типа Красного и Баффинова морей, Аденского и Калифорнийского заливов.

Главная ценность обнаружения срединно-океанических хребтов заключается в том, что благодаря этому открытию выявлен ранее неизвестный тип горообразования — планетарный рифтогенез, который наряду с уже изученным геосинклинальным процессом ответственен за возникновение горного рельефа на Земле.

Тщательный анализ баланса энергии за время эволюции Земли показывает (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001), что основная часть теплотерь планеты всегда происходила через океаническую кору. За 4 млрд лет геологического развития через океаническую кору было потеряно около 90 % всего излученного Землей тепла — примерно  $12,8 \cdot 10^{37}$  эрг, тогда как через континенты только около  $1,3 \cdot 10^{37}$  эрг. До 3 млрд лет назад эти потери сначала быстро нарастали, а затем стали снижаться, однако заметное преобладание удельных теплотерь через океаническую кору в сравнении с континентальной сохраняется и до сих пор. Это означает, что решающее значение для эволюции рельефа Земли имели и имеют процессы, происходящие на дне Мирового океана.

## 1.6.2. Батиметрический анализ океанов

Главными в решении задачи создания теории эволюции Земли представляются вопросы происхождения и эволюции современных океанов, а среди них — «проблема проблем» — происхождение Тихого океана (В. Е. Хаин, 1987), т. е. самый последний, занимающий менее 5 % во времени, отрезок геологической истории.

Причиной сложившейся драматической ситуации с теорией является недостаточное понимание физической сущности уже известных закономерностей распределения глубин океанов как в пространстве, так и во времени. Но в настоящее время оказалось возможным не только провести полноценный анализ рельефа дна океанов, но и дать его обоснованную интерпретацию (Б. А. Казанский, 2007).

На рис. 1.19 сведены батиметрические кривые всех океанов. Несмотря на морфологические, тектонические и генетические различия океанов, батиметрические кривые их очень близки (Б. А. Казанский, 1974, 1988, 2005, 2007). Близость (3,5—4 %) максимальных относительных значений плотности распределений в трех океанах при двукратном различии абсолютных значений указывает на общий источник энергии во всех океанах. Несмотря на структурно-тектонические различия океанов, распределения глубин океанов подчиняются общему закону распределения — распределению Рэлея (Б. А. Казанский, 2005, 2007).

*Распределение площади океанической коры по возрасту  $S(t)$  для всех океанов* показано на рис. 1.20 (В. В. Верба, 1998; Ю. И. Никольский, 2002). В оригинале графики представлены как «динамика прироста площади земного шара в процессе формирования современных океанов» (Ю. И. Никольский, 2002) для иллюстрации расширения Земли за последние 170 млн лет. Причем в начальные значения площадей океанов включены и площади подводных окраин континентов, и пло-

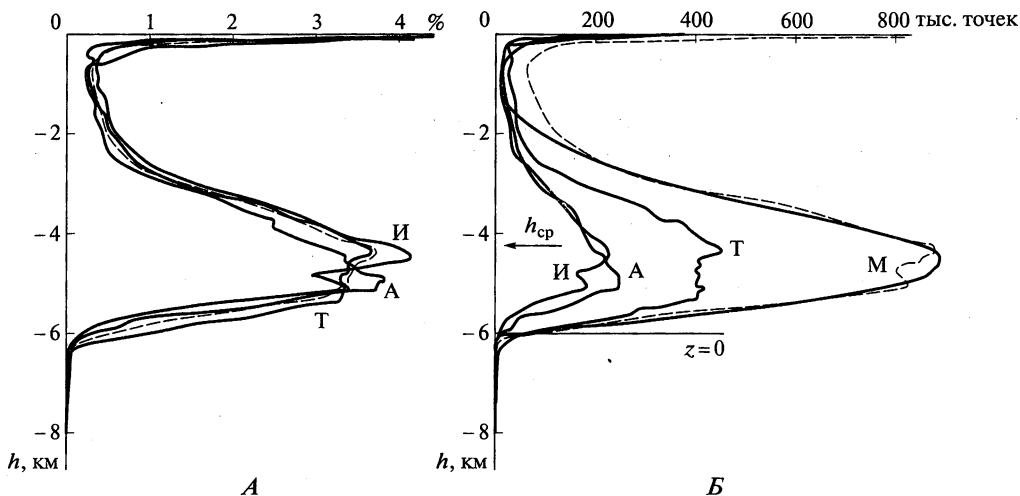


Рис. 1.19. Батиметрические кривые всех океанов в относительном (А) и абсолютном (Б) масштабах (Б. А. Казанский, 2007).

Для Мирового океана (М, пунктир) справа приведены аппроксимирующая кривая и соответствующие ей начало отсчета высот и средняя высота (стрелка) рельефа дна (одна точка соответствует  $13,7 \text{ км}^2$  площади дна океана)

щади с корой переходного типа. Приведенные графики являются изображениями функции *современного распределения площади океанической коры по возрасту* и аппроксимируются экспоненциальной зависимостью  $S(t) = S_0 \exp(-\lambda t)$ , где  $S_0$  — площадь океана на момент  $t = 0$ . Если эти графики перестроить в процентах от

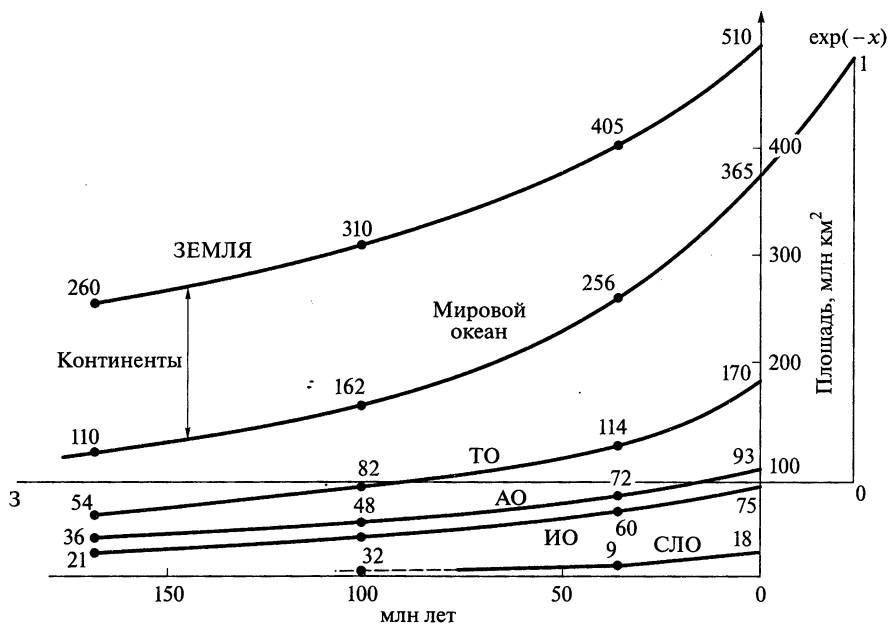


Рис. 1.20. Современное распределение площади дна океанов по возрасту (В. В. Верба, 1998; Ю. И. Никольский, 2002) и аппроксимирующая их экспонента

современной площади каждого океана, то их кривые практически совпадают (Б. А. Казанский, 2007). Примечательно, что современная площадь Тихого океана практически равна сумме площадей всех остальных океанов — 49,4 %. В прошлом площадь Тихого океана всегда превышала площадь остальных океанов.

Признавая «геотермический поток первопричиной всей геодинамики» (Г. С. Голицын, 2003. — С. 7) мезозоя и кайнозоя, можно твердо говорить о термодинамической природе источника энергии эволюции океанов, а во всех эмпирических соотношениях вместо площадей можно рассматривать эту энергию.

Современное распределение площади океанической коры по возрасту (рис. 1 цв. вкл.) можно аппроксимировать экспонентой с общим для всех океанов показателем  $\lambda$ . Это свидетельствует о том, что относительная скорость новообразования океанической коры одинакова во всех океанах, а абсолютная скорость ( $-dS/dt = \lambda S$ ) оказывается пропорциональной площади океана также с общим коэффициентом пропорциональности. В рамках обычных представлений о постоянстве площади океанов и континентов экстраполяция в будущее возможна только для Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, которые расширялись за счет сокращения площади Тихого океана, сократив ее вдвое. Это отображено на рис. 1.21, где представлены модифицированные графики бюджета литосферы для постоянной суммарной площади океанов и континентов, а в площади последних включена площадь подводных окраин (Б. А. Казанский, 2006).

Кривая приводится для суммарной площади расширяющихся Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов (АИС) и для современного распределения площади Тихого океана по возрасту коры (ТО), т. е. та же, что приведена на рис. 1.20, но с вычетом площади неокееанической коры. Пунктирной кривой, которая зеркальна кривой АИС, показано изменение площади Тихого океана во времени, а кривыми ТО-100 и ТО-50 млн лет назад в предположении, что

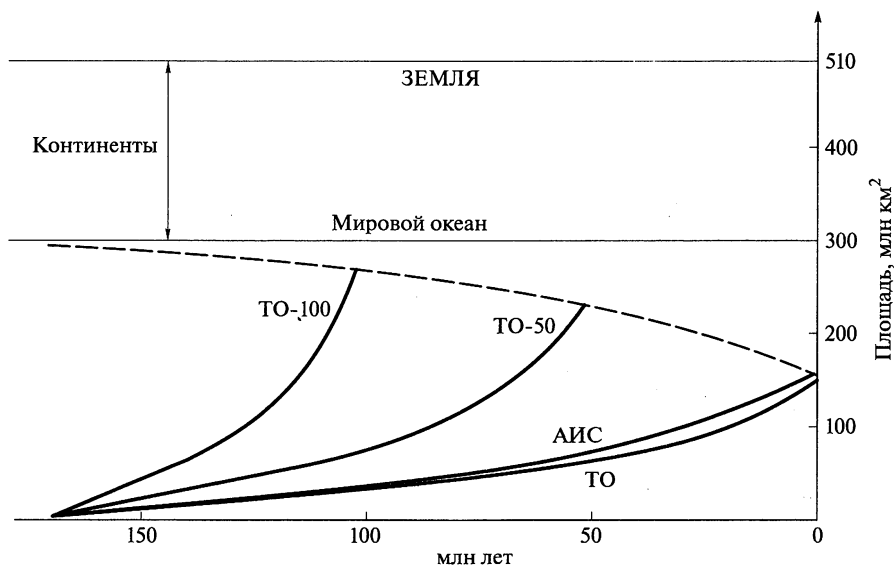


Рис. 1.21. Модифицированные графики бюджета литосферы (Б. А. Казанский, 2007).

Океаны: ТО — Тихий; А — Атлантический; И — Индийский; С — Северный Ледовитый

в прошлом экспоненциальный закон прироста площади сохранялся и в Тихом океане.

Как видно из сопоставления кривых ТО, ТО-50 и ТО-100, площадь океанической коры в Тихом океане древнее 100 млн лет сократилась за период 50 — 100 млн лет в 2,5 раза и еще более чем вдвое за следующие 50 млн лет при более скромном сокращении полной площади океана, что невозможно без привлечения дополнительного механизма регулирования этих процессов. В качестве такого механизма в плитовой тектонике привлекается механизм субдукции. Следует отметить, что сохранность в западной части Тихого океана обширного мезозойского ядра должна либо отвергать возможность существенной субдукции в западном (северо-западном) направлении, либо там происходила субдукция коры древнее сохранившейся, либо там, как и в противоположном направлении, происходила субдукция более молодой коры, а мезозойская кора Тихого океана изначально являлась ядром, образовавшимся в его центральной части, для объяснения чего потребуются пересмотр уже и механизмов спрединга. Всего же для соблюдения баланса через субдукцию за 170 — 200 млн лет необходимо пропустить площадь во много раз больше современной площади Тихого океана (!). Но из реконструкций тектоники плит такого результата получить нельзя. Другими словами, с позиций плитовой тектоники экстраполяция зависимости  $S(t)$  для Тихого океана в прошлое (как и в будущее) вызывает проблемы.

Механизм образования новой коры Тихого океана оказывается отличным от механизма спрединга в Индо-Атлантическом сегменте, а современное равенство площади остальных океанов говорит о достижении теплового равновесия, что и является конечной стадией эволюции океанов.

Полученный результат позволяет обобщить на **всю** земную кору выводы Г. Штиле о том, что «современную тектонику мы должны рассматривать как последнюю и даже окончательную главу истории непрерывного, последовательного развития...» (Штиле, 1957. — С. 205). Таким образом, **масштабный спрединг в океанах более невозможен при достигнутом тепловом балансе**, когда снова стали возможными оледенения, а интенсивность магнитного поля начала снижаться (Б. А. Казанский, 2007).

Получение аналитического выражения общей для всех океанов батиметрической функции дало прямой выход на энергетическую интерпретацию графиков распределения площади океанов в зависимости от возраста базальтов ложа, в результате чего сделан вывод о неприменимости механизма классического спрединга к эволюции Тихого океана, который обладал повышенным тепловым потоком и служил источником энергии и площади для расширения других океанов. Поэтому современное глобальное равенство теплового потока в океанах при равенстве площади (и энергии) Тихого океана суммарной площади (и энергии) остальных океанов делает невозможным их дальнейшее расширение, что снимает неопределенность в вопросе о будущей эволюции океанов в современных мобилистских моделях. Этот результат позволяет распространить на всю эволюцию Земли вывод, сделанный ранее Г. Штиле по результатам изучения тектоники континентов, о том, что современную тектонику Земли следует рассматривать как окончательную главу истории непрерывного, последовательного развития.

Полученные результаты (Б. А. Казанский, 2007) не должны быть проигнорированы при разработке непротиворечивой теории глобальной эволюции Земли, а должны получить адекватную трактовку и место в рамках такой теории.

## 1.7. Активность морской среды

*Активность морской среды* — особое качество среды, которое, начиная с 1970 х гг., стало получать численную оценку (Т.А. Айзатуллин и др., 1976), а затем наноситься на карты. Активность среды аналогична интенсивности географического процесса, понятие о котором было введено А.А. Григорьевым в 1932 г. как о совокупном взаимодействии географических слагаемых среды. Оценка активности морской среды привязана к граничным поверхностям в океане, которые являются аренами физических, химических и биологических процессов взаимодействия контактирующих сред. Через локальное число граничных поверхностей оценивается **уровень активности среды  $R$** , с которым связаны потенциальная биопродуктивность, способность к самоочищению и восстановлению и интенсивность трансформации вещества и энергии.

Пусть  $(n - 1)$  — число граничных поверхностей, а  $n$  — число стоящих за ними объектов взаимодействия, включая воду. **Число прямых и обратных связей между объектами** равно числу размещений из  $n$  элементов по два. Таким образом, уровень активности среды равен  $R = n(n - 1)$ .

На рис. 1.22 показано изменение активности процессов и концентрации компонентов с удалением от граничных поверхностей.

Важным достижением экологии океана был вывод о пространственном совпадении мест сгущения жизни и концентрации загрязнений в океане, представленный во многих работах С.А. Патины, начиная с 1979 г. Патин писал о повсеместном тяготении повышенных уровней содержания технических примесей к областям и зонам, где сосредоточены основные биомассы морских организмов. Таким образом, мера активности среды отражает потенциал процессов разного знака — положительного и отрицательного для экологии.

Концепция граничных поверхностей в океане предсказывает **вероятность сгущения жизни** в местах подводных источников ( $\Pi$ ) из-за увеличения активности среды до уровня  $R = 20$  см (рис. 1.22). Такой же высокий уровень активности у наиболее богатых жизнью поверхностных структур Мирового океана — гидрофронтов, обозначенных на рисунке буквой  $\Gamma$ . Не предсказывавшиеся ранее никакими теориями такие сгущения, или оазисы, были открыты на дне Тихого океана в экспедициях 1977 — 1979 гг. в местах выхода горячих сероводородных источников.

Бесконечно разнообразная географическая среда подчиняется своим системным законам организации. Эти законы имеют вероятностную составляющую и отражают общие, не всегда понятые и объясненные свойства среды. Одно из таких свойств — **концентрация жизни и концентрация загрязнений на граничных поверхностях**. Аттрактивный характер граничных поверхностей — актуальный и работающий **географический закон**.

Набор целостных географических объектов, использованный при расчете обобщенной модели (см. рис. 1.22), эффективен для глобальных акваторий. В масштабе отдельных акваторий этого недостаточно и взаимодействующие объекты делятся на составные части, поля и элементы. Такие вычисления опубликованы для разных морских акваторий (А.Е. Андреев, В.Л. Лебедев, 1983; и др.). В некоторых случаях хорошие оценки вероятности сгущения жизни получаются при картировании меры разнообразия среды, равной числу взаимодействующих слагаемых



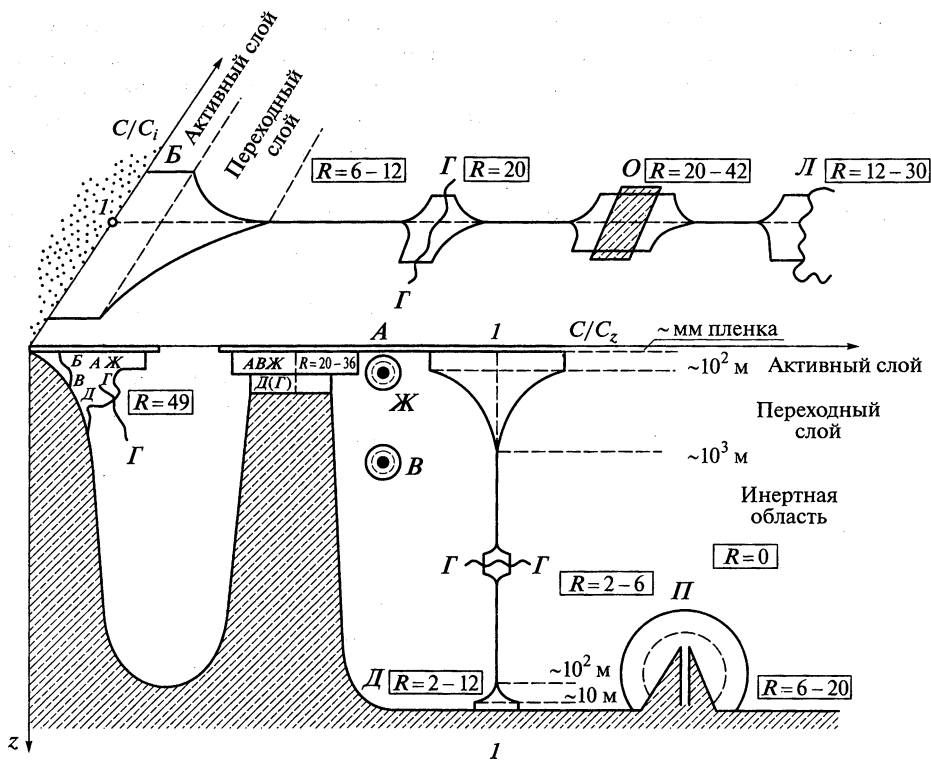


Рис. 1.22. Первая элементарная модель пространственной структуры океана, показывающая изменение активности процессов с удалением от поверхностей раздела и локальные оценки активности среды  $R$  [из доклада на XXIII Международном географическом конгрессе в Москве (Т. А. Айзатуллин и др., 1976)].

Границы раздела вод: с атмосферой (А), берегом (Б), взвесью (В), инородной водной массой (Л), дном (Д), живым веществом (Ж), льдом (Л), подводным источником (П)

( $H = n$ ). В число слагаемых могут входить элементы рельефа дна, воздействующие на динамику вод, и водные структуры — вихри, круговороты, дивергенции и другие элементы, повышающие разнообразие среды.

Взгляд на граничные поверхности как на ключевое звено в структуре океана был впервые высказан в 1966 г. в химическом журнале Т. А. Айзатуллиным. Истоки концепции лежат в работе В. И. Вернадского «Биосфера», где делается вывод, что сгущения жизни в океане привязаны к граничным поверхностям: океан — атмосфера, океан — дно, океан — берег и особым (вероятно фронтальным) районам открытого океана. Открытие экологической системы морской поверхности принадлежит Ю. П. Зайцеву (1970, 1974).

Материальная граничная поверхность понимается как переходной слой между двумя средами. Она формируется при взаимодействии разделяемых сред, которое обогащает ее состав и процессы в ней. Структура океана **циркумгранична**. Главные граничные поверхности, **перемешиваемые слои**, — верхний, придонный и береговой. Они занимают около 2 % океанского объема и создают турбулентную (аморфизированную) **активную оболочку**, окружающую весь океан и включающую ламинарный поверхностный микрослой, служащий и накопителем опасных

загрязнений, и обиталищем молоди многочисленных гидробионтов. Далее идет **переходная зона** объемом более 20 % в виде оболочки, где затухают процессы трансформации вещества и энергии. Эти оболочки окружают **инертную область** океана, бедную жизнью, малоградиентную, с временем оборота органического вещества порядка 1000 лет и **проявлением активности на границах водных масс**.

Активный слой-оболочка неоднороден: он кардинально различается на границах с атмосферой и дном, особенно активен на многократной границе океан—берег, где вторгаются потоки веществ и энергии со стороны суши. Он включает **очаги повышенного взаимодействия** на всех границах (см. подразд. 1.8).

Теория активности морской среды в условиях антропогенного пресса находит применение и развитие в работах по экологической географии (Д. Я. Фашук, 2010, D. Ya. Fashchuk, 2011). Используются интегральные индексы аномальности состояния среды, сгущения жизни, суммарной антропогенной нагрузки и другие.

## 1.8. Очаги взаимодействия

Понятие «очаги взаимодействия океана и атмосферы» впервые применил океанолог В. В. Тимонов (1966) к районам интенсивной теплоотдачи и механического взаимодействия на поверхности океана. В дальнейшем понятие было расширено на очаги активного взаимодействия океана с окружающей средой (Т. А. Айзатуллин и др., 1976). На рис. 1.23 представлена композиция, показывающая многообразие очагов.

Центры действия атмосферы — это центры барических систем (рис. 1.23, 1, 2). Они являются центрами «экмановской накачки» — дрейфового нагона и погружения воды ветром в антициклонах и «экмановской откачки» — подъема и отгона вод от центров циклонов. Оба процесса изменяют водную поверхность

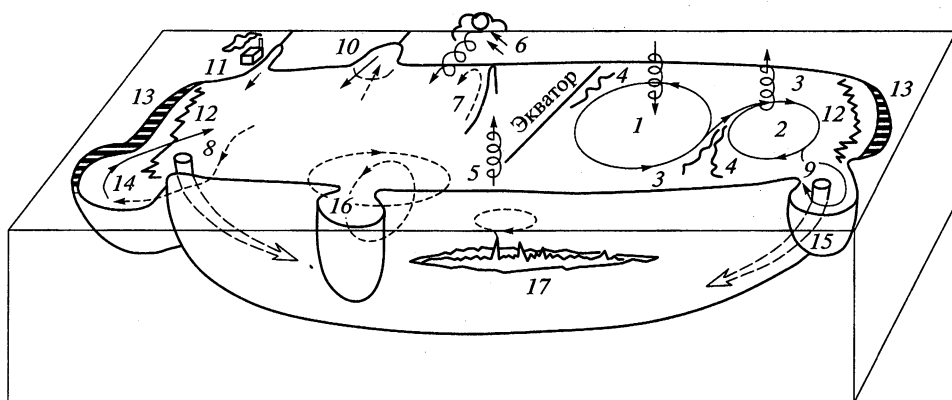


Рис. 1.23. Очаги взаимодействия в океане и окружающей среде:

1, 2 — центры действия атмосферы; 3 — очаги теплоотдачи океана; 4 — температурные фронты; 5 — западно-экваториальный вынос влаги, «топка тепловых машин»; 6 — эоловый перенос, «Море мрака»; 7 — прибрежные апвеллинги; 8, 9 — «вентиляционные шахты океана»; 10 — эстуарии; 11 — очаги загрязнения; 12, 13 — кромка льда и полыньи; 14, 15 — полярные моря, выхолаживающие круговороты; 16 — средиземные моря-испарители; 17 — зоны горячего контакта, гидротермы, «химические реакторы океана»

и вызывают глубокую перестройку водной толщи. Формирующиеся структуры кругового движения из-за взаимодействия с вихревым полем планеты смещаются к западным берегам океана. Кроме того, антициклонические циркуляции имеют тенденцию смещаться в направлении экватора, а циклонические — в направлении полюса.

В центрах действия атмосферы ветер изменяет направление и его скорость проходит через ноль. При смене скорости величина завихренности ветра, иначе ротора, принимает максимальное значение и передается воде океана. Это изменяет завихренность поля скорости воды и саму скорость. В стационарной модели океана, которая соответствует среднему состоянию и используется для анализа большинства процессов, эти параметры постоянны. Принимая океан стационарным, океанологи должны найти такие его реакции, которые нейтрализуют наводимое ветром вихревое ускорение. Простейшие из них — меридиональные течения, переносящие вихревую планетарную заряженность из отправного пункта своего движения с такой скоростью, которая нейтрализует завихренность, наводимую ветром. Баланс завихренности является краеугольным камнем современных расчетов морских течений.

Очаги теплоотдачи (рис. 1.23, 3) выявляются на картах теплового баланса океана в местах проникновения теплых течений к более высоким широтам. В Атлантическом океане максимальный очаг теплоотдачи расположен на границе трех сред: океан—суша—атмосфера, в месте максимального переноса тепла на север и отрыва Гольфстрима от берега Северной Америки у м. Гаттерас (35° с. ш., 75° з. д.). Годовые суммы тепла, отдаваемого атмосфере с единицы поверхности океана в акватории очага  $-6\ 000$  МДж/(м<sup>2</sup>·год), вдвое превосходят теплоотдачу, но уже от атмосферы к океану ( $+2\ 000$  МДж/(м<sup>2</sup>·год)) у западных берегов Европы и Африки, где холодные течения направлены к низким широтам (рис. 1.24).

Очаг у м. Гаттерас самый мощный из пяти энергоактивных зон океана. Другой очаг расположен к востоку от о-ва Ньюфаундленд ( $-5\ 000$  МДж/(м<sup>2</sup>·год)), третий — у Норвегии на широте Исландии (65° с. ш., 5° в. д.). Удельная теплоотдача океана в атмосферу в этом очаге почти такая же ( $-4\ 000$  МДж/(м<sup>2</sup>·год)), как у очага, примыкающего к восточным берегам Японии ( $-4\ 500$  МДж/(м<sup>2</sup>·год)).

Фронт (см. рис. 1.23, 4) — одна из наиболее упорядоченных и динамичных структур океана. Он является и насыщенным жизнью ленточным барьерным ландшафтом, и ансамблем струйного течения с неизбежными противотоками, а также трансформатором энергии по принципу вторичной тепловой машины. Этот многоликий феномен океана рассмотрен с разных позиций в монографии «Взаимодействие океана с окружающей средой» (1983) и книге Т. А. Айзатуллина и соавторов «Океаны. Фронты, дисперсии, жизнь» (1984).

Обогащение экологических систем в зоне фронта хорошо передает описание, оставленное исследователем океана В. Бибом. «На 2° 36' с. ш. и 85° з. д. была обнаружена настоящая водяная стена, образованная встречей двух теплых течений, идущих на запад. На спокойной поверхности моря можно было видеть зигзагообразную узкую зону пены. Многочисленные птицы — глупыши, олуши и фрегаты — летали над этой зоной и постоянно хватали из воды добычу. В зоне пены было необычайное скопление морских организмов; микроорганизмы были здесь в таком изобилии, что в некоторых местах они придавали воде консистенцию супа. Тут же плавали стволы деревьев; многие из них были покрыты мозаикой раковин; здесь были в большом количестве также летучие рыбы, морские змеи,

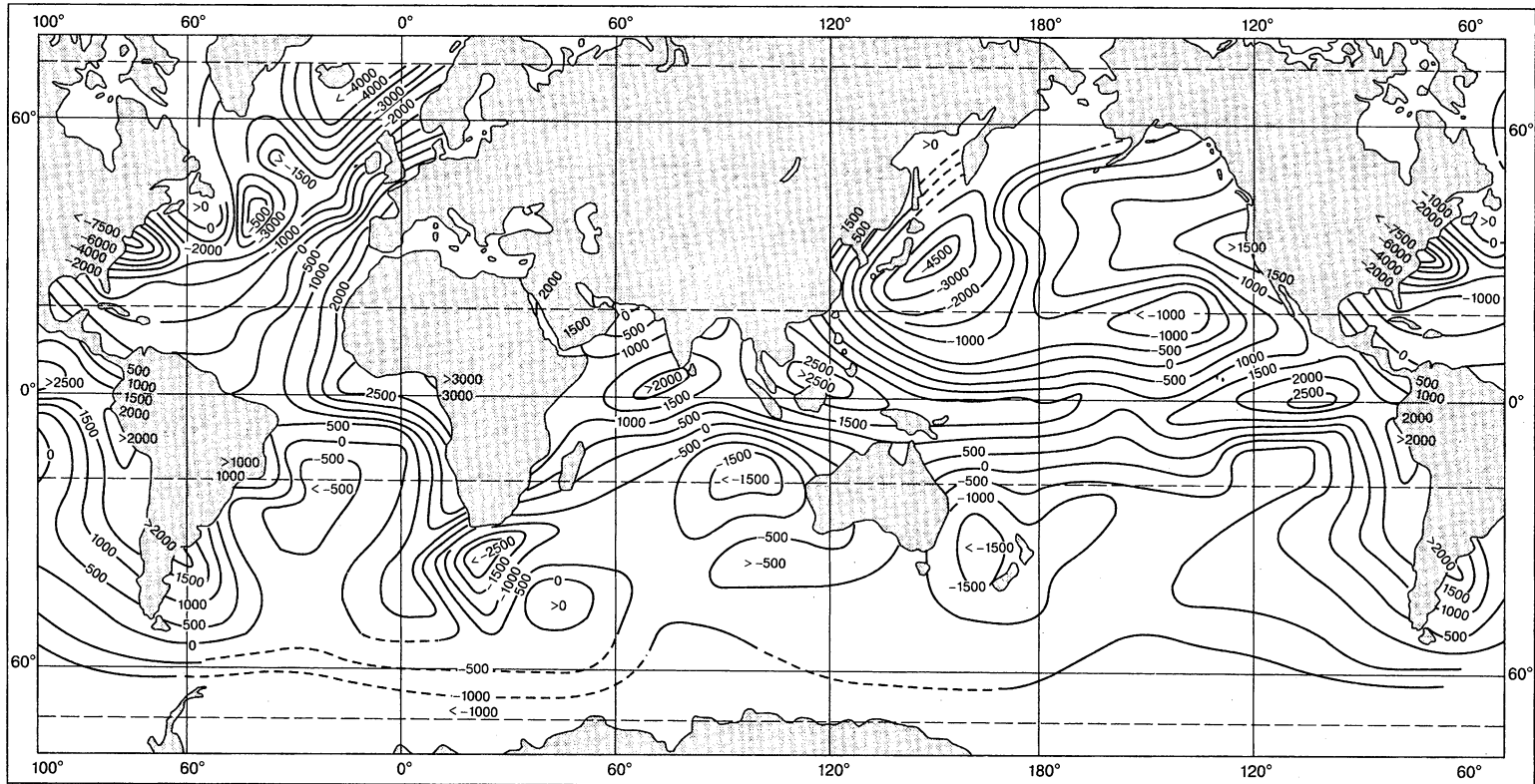


Рис. 1.24. Теплообмен между океаном и атмосферой в МДж/(м<sup>2</sup>·год) (из Л. А. Жукова, 1976)

длиной до трех футов и акулы. Эта граница двух течений с точки зрения биологической выделялась необычайно резко. «Арктурус» проследил ее на протяжении 100 миль, на расстоянии 10 ярдов с каждой стороны от центральной линии пены морская вода уже не содержала живых существ. Скорость южного течения была 2,5 узла, северного — 1,5 узла. Поверхность южного течения была на 2,2° холоднее северного. В течение одной ночи был слышан три раза характерный шум бурунов, производимый этим возмущением воды» (К. Валло. Общая география морей, 1948. — С. 491).

На картах середины XX в. показывались два температурных фронта, называвшихся главными, или полярными, — один в Северном и один в Южном полушариях. На современных картах главный фронт превратился в сложную фронтальную систему, разделяющую субтропические и субполярные водные массы (см. подразд. 1.4).

На рис. 1.25 показан так называемый *фронтальный ящик Марсильи*, имитирующий ансамбль фронтального струйного течения на границе теплых и холодных вод. Источник его энергии — разность плотности вошедших в соприкосновение водных масс. Она вызывает разность давления, меняющую с глубиной знак. Вблизи поверхности разность давления определяется наклоном уровня, на глубине разным весом столбов воды, который зависит в большей мере от плотности, чем от наклона уровня. Возникающие движения воды отклоняются силой Кориолиса и образуют потоки, идущие вдоль фронта. Показанные на рисунке течения напоминают Гольфстрим, окруженный тремя противотечениями: при-

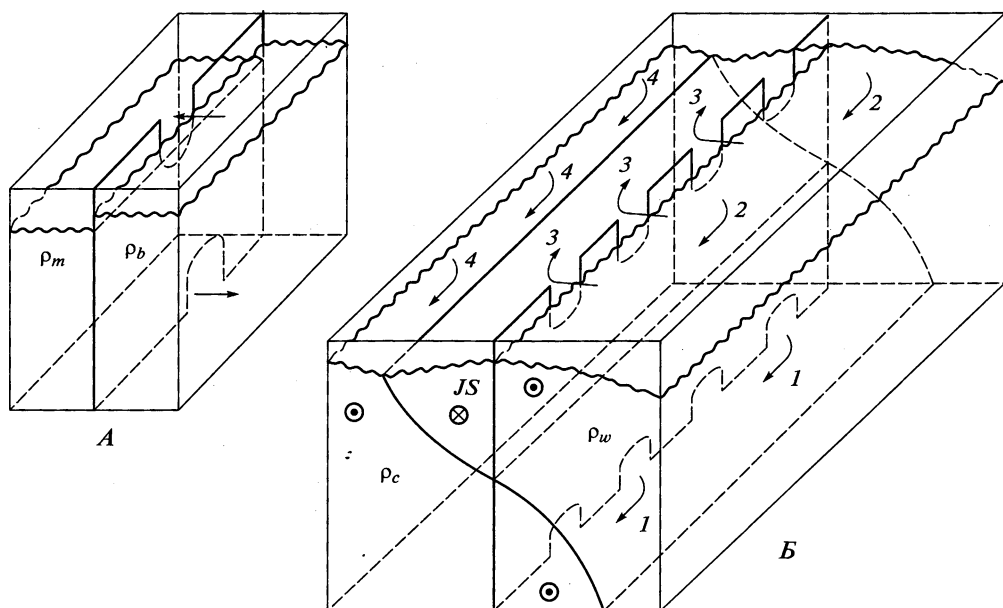


Рис. 1.25. Водообмен между более и менее плотными водами в классическом (А) и фронтальном (Б) ящике Марсильи (V. Lebedev et al., 1989):

JS — струйное течение; 1—4 — порядковые номера течений (придонное, мористое, струйное, прибрежное); крест — течение в чертеж; точка — течение из чертежа;  $\rho_m$ ,  $\rho_b$ ,  $\rho_c$  и  $\rho_w$  — плотность воды мраморноморской, черноморской, холодной и теплой

донным, мористым и прибрежным. Обратные потоки — обычная черта океанских течений. Противотечения восполняют баланс массы: они выносят воду из мест, в которые движется основное течение, и поставляют ее в места, из которых выходит основное течение.

«Топкой тепловых машин атмосферы» (см. рис. 1.23, очаг 5) называют районы скопления, или кластеры, гигантских облачных башен, выносящих в верхнюю тропосферу влажный экваториальный воздух. Такие скопления обычно тяготеют несколько больше к западным берегам экваториальной зоны океана, куда пассатные течения нагоняют нагретые воды. Вертикальные токи поднимают границу тропосферы, и на высотах около 5 — 16 км возникает градиент давления, переносящий воздух в направлении полюса, антипассат. Включается тепловая машина первого рода. Но это не все. Разность температуры океана у его западной и восточной границ приводит в движение и другую тепловую машину — вдольэкваториальную циркуляцию Уокера (см. гл. 3).

Золотой перенос минеральных частиц и органики (см. рис. 1.23, очаг 6) развит в пассатных широтах у восточных берегов океана, где расположены пустынные, полупустынные берега Западной Сахары, Намибии, Перу, Калифорнии и Западной Австралии. Общая масса золотого выноса в океан составляет, по А. П. Лисицыну (1974), около 1,6 млрд т в год. Главная часть терригенной пыли оседает преимущественно над акваторией, занимающей около 3 % площади океана. У восточных берегов Атлантики между Гибралтаром и экватором вынос золотого материала происходит постоянно и особенно интенсивен в декабре — феврале. Воды у Западной Сахары из-за пыльных ветров получили в Средние века образное название «Море мрака». Пылевые туманы, пыльная мгла и пылепады бывают настолько густыми, что видимость падает до нескольких метров и с капитанского мостика нельзя разглядеть носовую часть судна. Вместе с песком и пылью ветры выносят насекомых и птиц. Иногда палубы судов покрываются коврами снесенной с берега саранчи, часто гостями мореплавателей становятся унесенные ветром и залетевшие в иллюминаторы птицы.

Золотой вынос пыли совпадает с районами апвеллинга, известными рыбным промыслом. Возможно, что частицы пыли повышают плодородие воды, поставляя микроэлементы, стимулирующие развитие фитопланктона, как это доказано, для соединений железа.

Прибрежные апвеллинги (см. рис. 1.23, очаг 7) — это районы, в которых поверхностные воды отходят от берега главным образом под действием устойчивого отжимного ветра. Отходящие воды замещаются подъемом к поверхности глубинных вод, богатых биогенными соединениями и, что важно, содержащих фито- и зоопланктон в состоянии анабиоза. Постепенно выходя к теплу и свету из зоны холода и малой освещенности, биота этих вод испытывает изменения, какие бывают при весенней смене сезонов. Бурное развитие кормовой базы — фитопланктона — сопровождается замедленным, что выгодно для биоценоза, но изобильным размножением более сложных организмов зоопланктона. Временной лаг между развитием продуцентов и консументов остается устойчивым во времени, поскольку к поверхности поступают новые и новые порции глубинной воды. Таким образом, в районе апвеллинга поддерживаются условия вечной весны, и апвеллинги остаются наиболее продуктивными районами океана — занимая лишь полтора процента его площади, они дают ощутимую долю добычи рыбы.

Места постоянных прибрежных апвеллингов в основном повторяют пустынные берега эолового выноса пыли. Но в зоне муссонного климата есть яркие сезонные апвеллинги, расположенные у берегов Сомали, Индии, Вьетнама и других. Кроме того, есть и апвеллинги открытого океана. Наиболее значительный из них — экваториальный апвеллинг (см. гл. 3).

Апвеллинги — очаги нагревания океана и охлаждения атмосферы. Устойчивая стратификация воздуха, пониженная влажность и облачность без выпадения осадков — характерные черты этих оазисов плодородия в океане.

Выделение очагов взаимодействия связано с идеей о неоднородности географической оболочки, которая лежит в основе географического описания океана (К. К. Марков, 1975). Неоднородность не противоречит единству океана, но усиливает его. Она вообще характерна для сложных и единых природных организмов.

## 2.1. Течения и водный рельеф

**Виды течений.** Течения океана вызываются двумя силами: трением ветра и градиентом давления. Трение ветра вызывает *дрейфовые* (или *фрикционные*) *течения*. Они развиваются в верхнем слое и проникают тем глубже, чем больше внутреннее трение в турбулентном течении и чем меньше географическая широта места. В средних широтах глубина дрейфовых течений составляет несколько десятков метров, в зоне экватора может превосходить сотни метров, если тому не мешают глубинные противотечения и слой скачка плотности, подавляющий турбулентность.

Свойства дрейфовых течений во многом открылись теорией, которую развил в начале XX в. шведский ученый Вагн Вальфрид Экман. По его модели *движение, полученное водой от ветра, проникает в морскую толщу с помощью внутреннего трения, или вязкости, и отклоняется силой Кориолиса в Северном полушарии направо от ветра. На глубине  $D$  отклонение вектора скорости воды от направления ветра достигает  $180^\circ$  и скорость уменьшается в 23 раза. Эта глубина называется глубиной трения и определяется формулой  $D = \pi(2K/f)^{1/2}$ , где  $K$  — коэффициент вязкости воды;  $f$  — параметр Кориолиса, включающий угловую скорость вращения Земли  $\omega$  ( $\sim 7,3 \cdot 10^{-5}$  радиан  $\cdot$  с $^{-1}$ ) и географическую широту места  $\varphi$  ( $f = 2\omega \sin\varphi$ ).*

Таким образом, вязкость переносит движение в глубину моря, а скорость уменьшается из-за того, что сила Кориолиса отклоняет направление движения воды от направления ветра вплоть до того, что на глубине трения движение поворачивается навстречу ветру. При молекулярном коэффициенте вязкости глубина трения на полюсе составит всего 0,45 м, а на широте  $45^\circ$  — 0,54 м. Но в верхнем слое моря господствует турбулентная вязкость, которая в тысячи раз больше молекулярной. Благодаря этому глубина трения возрастает пропорционально квадратному корню от величины вязкости.

Скорость течения на поверхности  $V(o)$  приблизительно равна 0,01 от скорости приземного ветра и уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону:

$$V(z) = V(o)\exp(-\pi z/D).$$

По наблюдениям течение на поверхности отклоняется от ветра на  $10$ — $20^\circ$  (по экмановской модели на  $45^\circ$ ) вправо в Северном полушарии и влево — в Южном, отклонение возрастает с глубиной. Согласно теории, *суммарный вектор переноса воды в установившемся дрейфовом течении на глубокой воде перпендикулярен ветру и направлен вправо от направления ветра в Северном полушарии и влево — в Южном.*

Парадоксальное свойство *двигаться перпендикулярно движущей силе* объясняется двумя обстоятельствами. Во-первых, в экмановской теории дрейфовых



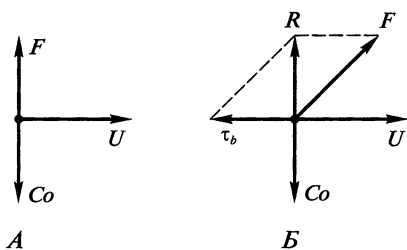


Рис. 2.1. Равновесие сил в установившихся течениях (дрейфовых и градиентных) на глубокой (А) и мелкой воде (Б):

$F$  — движущая сила (трение, или градиент давления);  $Co$  — суммарная сила Кориолиса;  $\tau_b$  — тормозящее трение снизу;  $R$  — векторная сумма  $F$  и  $\tau_b$ ;  $U$  — полный поток

течений поверхностная сила трения ветра (она и является движущей силой) совпадает с направлением ветра. Во-вторых, в установившемся течении движущая сила должна быть сбалансирована — равной по величине и противоположно направленной массовой силой Кориолиса, которая перпендикулярна полному потоку. *Полный поток* означает вектор, проекции которого на параллель и меридиан равны взятым по вертикали интегралам от составляющих скорости. Важно заметить, что на мелкой воде в баланс сил добавляется трение о дно, и тогда суммарный перенос меняет направление, приближаясь к направлению ветра (рис. 2.1).

Дрейфовое течение может принимать две разные формы: форму вертикальной спирали

Экмана, ассоциируемой с ламинарной структурой движения, или форму горизонтальных вихрей Ленгмюра, понимаемых как развитие турбулентности (рис. 2.2). Представление о вертикальной спирали возникло в 1902 г. при инициированной Нансенем попытке объяснить отклонение дрейфа льдов от направления ветра. Объяснение нашел Экман, решая задачу о воздействии трения ветра на морскую поверхность в поле силы Кориолиса. Первая публикация о ленгмюровской форме дрейфа появилась в 1938 г. в результате прямых (и еще недостаточно объясненных теорией) наблюдений в океане и озерах. Ленгмюровский перенос воды близок к направлению ветра, и можно думать, что в его балансе сил участвует трение о «жидкое дно».

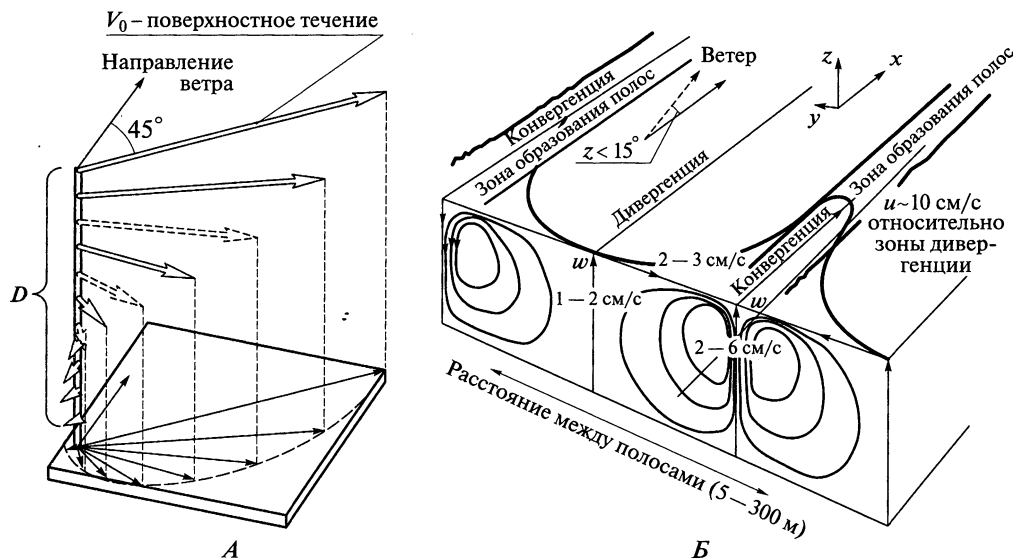


Рис. 2.2. Спираль Экмана (А) и циркуляция Ленгмюра (Б) (по рис. Вагна Экмана, 1905 Ирвина Ленгмюра, 1938)

Для мониторинга морской среды важно учитывать, что при ленгмюровском дрейфе загрязнения и взвеси (включая планктон) собираются в узкие полосы конвергенций (часто различимые зрительно по пене и примесям), поэтому взятые на близком расстоянии пробы воды могут иметь значительные различия. Расстояния между полосами Ленгмюра приблизительно равны удвоенной глубине верхнего перемешанного слоя.

В чистом виде дрейфовые течения встречаются редко. Обычно они накладываются на *градиентные течения*, которые вызваны другой движущей силой — градиентом давления. В результате сложения двух течений в дрейфовом слое океана возникает *суммарное течение*, характеристики которого, измеренные вблизи поверхности моря, могут значительно отличаться и по величине, и по направлению от дрейфовой скорости, вычисленной по полю ветра.

Градиенты давления возникают по разным причинам, и градиентные течения встречаются на любой глубине океана. *В верхней сфере океана главная причина градиентных течений — наклоны уровня*, создающиеся ветровым нагоном, неравномерным нагреванием и охлаждением, осадками и испарением, а также стоком рек и ледников.

Если наклоны уровня создаются за счет изменений плотности, происходящих по разным причинам, то возникающие течения называются *плотностными* (или *термохалинными*) *течениями*. Это один вариант градиентных течений.

В том случае, когда наклоны уровня создаются ветром, градиентное течение называют *ветровым течением*. Его мощность (в отличие от рассмотренного раньше дрейфового течения) не зависит ни от турбулентной вязкости, ни от географической широты и может достигать примерно 1,5 км. В его верхнем слое всегда присутствует дрейфовое течение, направление которого не совпадает с направлением градиента давления. Поэтому скорость в верхнем слое ветрового течения является векторной суммой градиентной и дрейфовой составляющей, а само течение суммарным, дрейфово-градиентным.

В нижнюю, абиссальную, сферу океана влияние долговременных наклонов уровня большей частью не доходит. *В абиссальной зоне океана главная причина течений — горизонтальные градиенты плотности*. Они формируют движущую силу течений — горизонтальные градиенты давления, через разный вес столбов воды, имеющих одинаковую глубину, но разную плотность. С увеличением глубины разность в весе таких столбов возрастает, увеличивая ко дну горизонтальный градиент давления. Различия плотности зависят от температуры и солености, а вблизи дна — от концентрации минеральной взвеси.

Градиенты плотности присутствуют в верхней, бароклинной, сфере океана, однако там они, как правило, имеют направление, противоположное наклонам уровня, и поэтому ослабляют с глубиной воздействия наклонов уровня на поле давления. Таким образом, *плотностное расслоение океана способствует затуханию скорости течений с удалением от атмосферы (в верхней части океана) и возрастанию их скорости с приближением ко дну (в нижней части океана)*.

В абиссали заметную роль играют течения, несущие воду повышенной плотности по наклонной поверхности вдоль углублений твердого или жидкого дна. Движущей силой таких течений служит проекция силы тяжести на линию тока, поэтому спускающиеся наклонно потоки называются *гравитационными течениями*. Повышение плотности может возникать из-за взмучивания осадков, охлаждения и осолонения вод.

Океанские течения вдали от дна и берегов отличаются от течений в речных руслах, не очень больших озерах, проливах и даже в мелких морях тем, что они не испытывают стесняющего воздействия берегов и дна и потому в них полностью проявляется отклоняющий эффект силы Кориолиса. Воздействие этой силы испытывают и речные потоки — она вызывает размыв правого (в Северном полушарии) берега реки и сдвиг ее русла вправо. И все-таки движение реки направлено вдоль наклона ее уровня, а движение морского течения — *перпендикулярно или почти перпендикулярно наклону уровня*.

Максимальная перпендикулярность достигается в *установившихся* градиентных течениях в открытом глубоком море. Она возникает в результате равновесия между силой градиента давления и силой Кориолиса (см. рис. 2.1). Сила градиента давления направлена на поверхности моря вдоль наклона уровня, а сила Кориолиса — перпендикулярно движению (вправо в Северном полушарии и влево — в Южном). Для равновесия сил вода должна течь перпендикулярно наклону уровня, и высокий уровень находится там, куда направлена сила Кориолиса: справа — в Северном полушарии и слева — в Южном. Такое равновесие двух сил называется геострофическим равновесием, а течение — *геострофическим течением* (*частный случай градиентного течения*). По оценкам, сделанным на основе моделирования, морские градиентные течения, удаленные от берегов и мелководий, являются геострофическими примерно на 80 %.

В морской среде динамическое равновесие достигается (и нарушается) достаточно быстро, и можно говорить о колебании водных объектов (структур, систем, явлений) вокруг положения равновесия. Конечно, само положение равновесия может смещаться, но это другие масштабы времени.

Геострофическое равновесие выражается уникальной по простоте формулой, из которой непосредственно находится геострофическая скорость движения воды  $v$ . Для поверхности океана это выглядит так:

$$v2\omega\sin\varphi = g\Delta h/L, \quad v = g\Delta h/L2\omega\sin\varphi,$$

где  $v2\omega\sin\varphi$  — ускорение Кориолиса;  $g\Delta h/L$  — градиентное ускорение;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $\varphi$  — географическая широта места;  $g$  — ускорение свободного падения;  $\Delta h$  — разность высот уровня океана на расстоянии  $L$  поперек течения.

Движение океанских течений обычно пересекает разные широты, и при этом проявляется их другая важнейшая особенность, оказывающая препятствие к меридиональному движению. Геострофическое течение, меняя географическую широту, изменяет свою скорость: при движении к полюсу течение замедляется и за счет этого наращивает вертикальную толщу своих вод, при движении к экватору — ускоряется и уменьшает толщину. Это может порождать возмущения уровня и генерацию планетарных волн в виде самодвижущихся на запад квазицилиндрических водных циркуляций.

Причина изменения скорости при изменении широты заключается в том, что с увеличением широты  $\varphi$  возрастает параметр Кориолиса  $2\omega\sin\varphi$  и геострофическое равновесие выполняется при меньшей скорости.

Кроме упомянутых выше дрейфовых, градиентных и гравитационных, а также суммарных дрейфово-градиентных течений в океане существуют другие виды течений. Течения, вызванные речным стоком, называются *стоковыми*. Это част-

ный случай градиентных течений. Течения, вызванные волновым нагоном воды у берега, — *волновыми*, а приливообразующей силой — *приливными*.

Моряки называют течения по тому направлению, *куда* они текут. Течения, текущие на север, — северными, текущие на юг — южными. Этим течения отличаются от ветра, который называют по тому направлению, *откуда* он дует. Отличие не случайно. Морякам важно знать, *куда*, на какие скалы течение несет их судно.

**Противотечения в океане.** Противотечения — имманентная черта океана. В планетарном масштабе они связаны с географической зональностью, вызывающей разделение вод по температуре, солености и плотности. Географическая асимметрия Северного и Южного полушарий приводит к тому, что потоки полярных вод имеют разную плотность и, двигаясь навстречу на разных горизонтах, перекрывают друг друга. Антарктические донные воды занимают самый нижний горизонт и, пересекая экватор, доходят в Атлантическом океане до сороковых широт Северного полушария. Североатлантические глубинные движутся поверх антарктических и в разбавленном виде достигают материкового склона Антарктиды (см. гл. 8).

Один из механизмов формирования противотечений связан с тем, что сила Кориолиса обеспечивает *взаимную связь* между скоростью градиентного течения и поперечным наклоном его уровня. Согласно этому уровень течения имеет поперечный подъем, величина которого пропорциональна скорости, и правый (в Северном полушарии) край течения оказывается выше левого и, возможно, выше уровня окружающих вод. В последнем случае на боковой границе течения наклон уровня меняет знак и тем самым вызывает встречное течение.

**Динамический рельеф водной поверхности.** Из формулы геострофического равновесия видно, что геострофическая скорость тесно связана с рельефом водной поверхности. Перепад уровня между двумя точками на поверхности океана и географическая широта места — единственное, что нужно знать для вычисления перпендикулярной к линии, соединяющей эти точки, составляющей скорости геострофического течения на морской поверхности. Рельеф уровня можно получать по данным спутниковой альтиметрии и по распределению плотности воды в толще океана. В последнем случае используется правило *изостатического равновесия*, по которому в местах с более легкими водами уровень океана должен быть повышен, а в более плотной воде — понижен.

Не должна ли вода растекаться с возвышенных мест и выравнивать рельеф морской поверхности, заполнять ее понижения? Ответ (в первом приближении) отрицателен, так как при геострофическом равновесии вода движется перпендикулярно наклону уровня по изогипсам водного рельефа, сохраняя и поддерживая его структуру.

Важно заметить, что равновесие сил в этом движении поддерживается автоматически. Если его нарушить, уменьшая наклон уровня морской поверхности, то сила Кориолиса перевесит силу градиента давления, что заставит воду пересекать изогипсы рельефа и подниматься по склону, восстанавливая наклон уровня и равновесие сил. И наоборот, если уменьшить скорость течения, то возникнет избыток силы градиента давления над силой Кориолиса, и вода со склона будет стекать в поток, восстанавливая его скорость. Таким способом осуществляется стабилизирующая обратная связь между течениями и рельефом морской поверхности.

Геострофическое равновесие применимо не только к поверхности, но и к глубинам океана. В этом случае вместо наклона морской поверхности в формулу скорости подставляется наклон поверхности равного давления, или градиент давления, на данной глубине. Так же как на поверхности океана, геострофическое равновесие придает устойчивость внутренней структуре водной толщи — внутренней анатомии океана.

Одним из удивительных примеров устойчивости водных структур служат водные линзы средиземноморской воды. Вытекая из Средиземного моря в Атлантику и опускаясь на глубину примерно 1 000 м, объемы этой воды принимают форму линз. Линзы приобретают вращательное движение вокруг осей, связанное с законом сохранения момента вращения при изменении формы тела, с силой Кориолиса и эффектом ее изменения с широтой места. Вращение предохраняет линзы от растекания и позволяет им, сохраняя форму, переноситься течениями на тысячи километров.

Очень большое значение для глобальной циркуляции океана имеет различие высоты уровня между океанами и различие плотности их вод. Оба эти различия вызываются тепломассообменом океана и атмосферы при участии суши, и их постоянное значение поддерживается водообменом между океанами.

Водный рельеф океана связан главным образом с распределением плотности воды и может быть получен на основе этого распределения при использовании гипотезы о том, что на определенной глубине исчезают горизонтальные градиенты давления и наступает изостатическое равновесие водных масс. Вычисленный таким образом рельеф называется динамическим. Он определяет градиентные течения в верхней сфере океана и этим отличается от статических искривлений геоида, вызванных аномалиями гравитационного поля Земли. При учете этих аномалий динамический рельеф не противоречит результатам спутниковой альтиметрии и корректируется по ее данным.

Примеры изостатического равновесия можно видеть на разрезах разных тел земной оболочки: гранитно-базальтового слоя земной коры, лежащего на мантии, ледяного покрова, лежащего на воде, теплых океанских вод, заглубляющихся под куполом субтропической циркуляции. Проблема в том, насколько полно и на каких глубинах реализуется это явление в океане.

По традиции прошлого века для измерения динамического рельефа используются динамические метры (один динамический метр соответствует вертикальному расстоянию в 1,02 геометрического метра). В последние годы стали использовать обычные геометрические единицы расстояния и называть высоты динамического рельефа стерическими высотами, а рельеф — стерическим рельефом.

С. А. Добролюбов вычислил через удельные объемы  $\alpha$  среднюю разность стерических высот  $\Delta h$  между Тихим и Атлантическим океанами по пятиградусным широтным поясам и по всей акватории океанов, включая антарктические сектора. Расчет проводился от отсчетного горизонта  $Pb$  на глубине 4 500 м, которая соответствует максимальной глубине на проходящей по меридиану границе между антарктическими секторами океанов в проливе Дрейка, по формуле

$$\Delta h = g^{-1} \left( \int_{Pb}^0 \alpha_1 dp - \int_{Pb}^0 \alpha_2 dp \right).$$

Оказалось, что по принятой методике вычислений уровень Тихого океана на всех широтах от 70° ю. ш. до 65° с. ш. выше, чем Атлантического, в среднем на

60 см, в Северном полушарии — на 65 см. Наибольшие разности соответствуют высоким широтам Северного полушария и полосе 50—55° ю. ш., наименьшие — полосе 30—40° ю. ш.

Другой подход к вычислению водного рельефа океана используется в развитаемых с 1970-х гг. моделях циркуляции (А. С. Саркисян, 1977). В них водный рельеф океана вычисляется на основе теории полных потоков, а гипотеза об изостатическом равновесии не используется. Помимо плотности учитывается влияние на водный рельеф дивергенций и конвергенций, изменений географической широты и глубины места, инерции, ветра, бокового и вертикального трения. Такую карту водного рельефа в 1998 г. построил К. В. Лебедев по численной схеме с разрешением в один градус по широте и долготе и по 32 горизонтам по глубине океана.

Перепады водного рельефа на карте К. В. Лебедева невелики — 2,4 м в масштабах Мирового океана и столько же в Тихом океане, если считать его вместе с антарктическими водами. Наиболее высокий уровень (+100 см) расположен в северном субтропическом круговороте Тихого океана у 21° с. ш. вблизи о-ва Тайвань. Самый низкий уровень (–140 см) обнаружен в двух секторах Антарктики — у северных границ морей Росса и Уэдделла.

В Южном полушарии уровень воды в Индийском океане выше, чем в Северном полушарии. Максимальное значение уровня расположено у восточного берега о-ва Мадагаскар у 21° ю. ш. (+70 см), повышен уровень и на границе с Атлантическим океаном у м. Игольного (+30 см).

В Атлантическом океане максимальное значение уровня приходится на Карибское море (+25 см) и Мексиканский залив (+20 см), а также на прилегающую акваторию. Область самого низкого уровня (–100 см) примыкает в Атлантическом океане к южной оконечности Гренландии. Близкое по величине понижение занимает среднюю часть Гренландско-Норвежской акватории (–85, –90 см) (В. К. Лебедев, 1998).

Работающий в США российский ученый Николай Максименко совместно с Петером Ниилером опубликовали в Интернете «для неограниченного открытого использования и распространения» карту осредненных за десять лет измерений уровня с использованием спутниковой альтиметрии в диапазоне широт 80° с. ш. — 65° ю. ш. (рис. II цв. вкл.). Диапазон изменений уровня на этой карте 3 м (от +100 до –200 см). Характер изменения высот уровня совпадает с тем, что было показано выше. Самая высокая часть поверхности океана — Филиппинское море, самая низкая — область вблизи Антарктиды.

Основные черты водного рельефа стали наноситься на океанографические карты (по правилу изостатического равновесия) около столетия назад и во многом сохранили свои очертания. Иногда они получали собственные топографические имена. Примером таких имен могут служить омываемый Гольфстримом «холм Дефанта» — самая высокая на старых классических картах часть водной поверхности Атлантического океана, и завершающая Гольфстрим водная структура — «дельта Гольфстрима» (Океанографическая энциклопедия, 1974. — С. 101).

Структуры водного рельефа устойчивы лишь относительно, они, конечно, пульсируют и изменяются с сезонным ритмом планеты, атмосферными возмущениями и *планетарными волнами*, а также могут испытывать внутренние кризисы потери устойчивости. Наконец, водный рельеф подвержен сглаживающему воздействию процессов горизонтального турбулентного (вихревого) перемешивания.

**Течения и фронты.** Фронты в океане (и атмосфере) — это границы водных (и воздушных) масс, выраженные более или менее резким изменением температуры, солености (или влажности), плотности и уровня. Они представляют многогранное явление в океане и широко рассматриваются в теории активных морских ландшафтов. Фронты и течения связаны особой структурой уровня — в зонах фронтов происходят наиболее крутые, подобные сбросам изменения уровня водной поверхности. Эти жидкие структуры изменчивы, они меандрируют и смещаются по сезонам года, имеют ленточное простираие и отличаются большими поперечными градиентами температуры и солености. Они играют роль водотоков, в которых лежат струи узких и быстрых течений. Положение течений хорошо передается простираием фронтов на картах температуры и солености. Там, где расположены фронты, обязательно проходят и течения. Некоторые исследователи океана даже отождествляют основные фронты со стрежнями главных течений океана. В гл. 8 «Атлантический океан» показана связь фронтальных наклонов уровня океана и тропосферы с картиной скорости в Гольфстриме и струйном течении атмосферы.

**Перенос вод путем вихревого перемешивания.** Кроме поступательного движения вод, проявлением которого служат морские течения, перенос самых различных характеристик океана осуществляется процессами перемешивания, более всего развитыми в пограничных слоях океана. Поток характеристик, переносимый путем перемешивания, называется диффузионным. Как и течение, он выражается расходом переносимой характеристики через перпендикулярную площадку единичного размера. Интенсивность диффузного потока, иначе величина его удельного расхода ( $q$ ), равна коэффициенту турбулентной диффузии ( $K$ ), умноженному на градиент характеристики ( $S$ ) в направлении переноса ( $x$ ):  $q(S) = -KdS/dx$ .

В классической океанологии традиционно изучаются диффузионные потоки тепла, солей, кислорода, загрязняющих примесей и других субстанций, диффузионные свойства которых известны и очевидны. Новым в конце XX в. стало применение уравнения диффузии для вычисления переноса *верхнего перемешенного слоя воды* ( $h$ ), осуществленное в модели ИОАН взаимодействия океана и атмосферы (Океанология. Т. 1, 1978). Этот подход может помочь расчету агеострофического межокеанского переноса, о котором будет сказано ниже. Переносимой величиной может быть и уровень океана, и меняющийся возраст вод, и даже их исходные координаты, как аналог меченых атомов в натурном эксперименте.

Чтобы упростить оценку скорости изменения уровня за счет диффузии, выберем точку на возвышенном перегибе уровня, для которой производная по  $x$  равна нулю. Это условие равносильно односторонней изоляции диффузного потока и упрощает оценку скорости изменения уровня. Скорость найдем по схеме, в которой ноль в скобке символизирует условие односторонней изоляции:

$$\Delta h/\Delta t = K(0 - \Delta h/\Delta x)/\Delta x.$$

Ориентируясь на карту водного рельефа, примем, что уровень понижается на 0,1 м на расстоянии 1000 км, и возьмем типичное для открытого океана значение коэффициента горизонтальной вихревой диффузии по модели ИОАН  $K = 2,5 \cdot 10^3 \text{ м}^2/\text{с}$ . Мы получим, что хотя уровень за счет поддерживающих его процессов (ветровой нагон, осадки, приток глубинных вод) может находиться в динамическом равновесии, вклад турбулентной диффузии состоит в его понижении

со скоростью для выбранной точки  $2,5 \cdot 10^{-10}$  м/с (сравним: в сутках  $0,864 \cdot 10^5$  с). Причина понижения заключается в переносе водной массы от большего уровня к меньшему. Мы видим, что для поверхности океана, имеющей очень небольшие наклоны, диффузный перенос незначителен. Однако наклоны границ водных масс в океанской толще в сотни раз больше наклонов водной поверхности, поэтому диффузный перенос водных масс в океанских глубинах оказывается процессом, заслуживающим изучения.

Согласно классическому меридиональному разрезу водных масс Атлантического океана (О. И. Мамаев, 1987), толщина северо-атлантической водной массы уменьшается между  $30^\circ$  и  $40^\circ$  ю. ш. на 500 м на расстоянии 1110 км. Принимая прежнее значение коэффициента горизонтальной вихревой диффузии, можно вычислить объемный расход диффузионного переноса и его среднюю по площади, эквивалентную переносу течением, скорость. Она оказывается равной 0,5 мм/с. Заметим, что для глобальной циркуляции это заметный вклад. Так, при скорости 1 мм/с время движения воды от Гренландии до Алеутских о-вов составляет немного более тысячи лет, что считается периодом «Великого океанского конвейера» (см. ниже).

**Океанские тепловые машины.** Переход тепла в работу в природных тепловых машинах происходит обычно опосредованно, через изменения плотности и давления. Проявления работы видно на примере самой первой модели плотностной циркуляции в «ящике Марсильи». С его помощью Луиджи Марсильи продемонстрировал в 1681 г. двухуровневый водообмен между Черным и Мраморным морями. Ящик Марсильи имеет два отсека, перегороденных стенкой с двумя отверстиями — в верхней и нижней части. Один отсек заполнялся водой соленой и поэтому более плотной водой Мраморного моря, другой — менее соленой водой Черного моря (до нижней границы верхнего отверстия). Затем открывалось нижнее отверстие, и тяжелая вода Мраморного моря начинала втекать в ящик с водой Черного моря. Уровень в последнем повышался, и вода начинала вытекать через верхнее отверстие в ящик с водой Мраморного моря. «Причина этого, — писал Марсильи, — как мне кажется, должна лежать в том законе, что более тяжелое тело вытесняет вверх более легкое».

Феномен встречных течений ящика Марсильи основан на универсальном свойстве градиента давления в стратифицированной среде океана изменять свою величину, а затем и направление с глубиной. Направление градиента на поверхности зависит только от наклона уровня. По мере заглубления в толщу воды вклад уровня в величину градиента остается неизменным. Однако вклад плотности нарастает пропорционально глубине от нулевого значения на поверхности до значений, подавляющих влияние уровня и изменяющих знак актуального градиента.

В начале опыта с ящиком Марсильи уровень воды в отсеках одинаков и направление градиента давления целиком зависит от плотности воды. Величина градиента линейно возрастает с глубиной. При возникновении перепада уровня актуальный градиент давления на каждом горизонте складывается из двух частей: постоянной по глубине баротропной части, зависящей от разности уровней, и нарастающей с глубиной плотностной части, зависящей от разности плотности.

Ящиком Марсильи (или сообщающимися сосудами) можно демонстрировать и более сложное встречное движение слоев воды разной плотности (рис. 2.3).

**Великий океанский конвейер.** В конце XX в. мировая океанографическая наука подошла к выводу о том, что географические различия между Тихим и Ат-



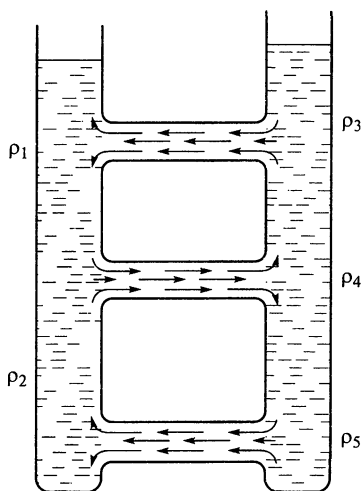


Рис. 2.3. Многоярусный ящик Марсильи (из Б.Л. Гаврилина, 1981)

лантическим океанами должны порождать единую плотностную циркуляцию, охватывающую весь Мировой океан и, как мы увидим, принципиально похожую на циркуляцию в ящике Марсильи.

Российский океанолог С. С. Лаппо, исходя из водного и теплового баланса океанов, в 1984 г. пришел к выводу, что из Тихого океана в Атлантический океан должен существовать сток распределенной воды и тепла верхнего слоя. В абиссали результирующий перенос вод должен иметь обратное направление и выносить холодные и соленые воды Северной Атлантики в глубины Тихого океана. Характер этого переноса медленный и непостоянный обнаруживается по косвенным признакам. Один из признаков — расстояние между сезонными экстремумами характеристик воды, унаследованными при ее погружении в глубины, показывает, что период одного кругооборота воды близок к тысячи лет. С. С. Лаппо назвал явление тепловой машиной нулевого рода, о чем упоминалось выше.

Данные по химическому составу и возрасту глубинных вод Мирового океана показывают их закономерную трансформацию в направлении от северной части Атлантического океана через его южную часть в Индийский океан, затем через южную часть Тихого океана в его северную область. На этом пути среднее содержание растворенного кислорода уменьшается от 5,31 до 2,55 мл/л, концентрация силикатов возрастает от 22,6 до 123,2 мкмоль/кг и фосфатов от 1,21 до 2,64 мкмоль/кг, а возраст глубинных вод увеличивается до 1 200 лет (С. А. Добролюбов, 2005; С. С. Лаппо и др., 2003).

На эту закономерность в 1986 г. обратил внимание американский геолог и геохимик Уоллес С. Брокер, который в 1991 г. дал явлению выразительное название «Великий океанский конвейер» (The great ocean conveyor). Одна из предположительных схем глобального конвейера показана на рис. 2.4.

Согласно схеме сток вод из Тихого океана в Атлантический океан проходит не по кратчайшему пути через пролив Дрейка, где он соединялся бы с попутным

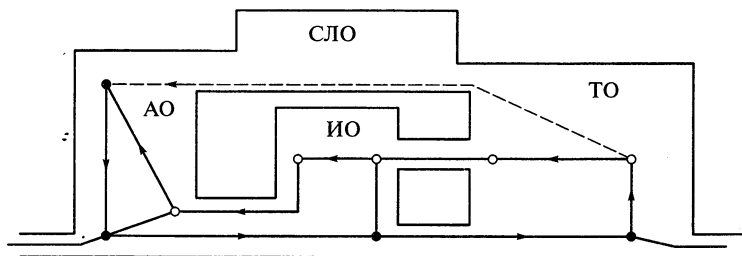


Рис. 2.4. Схема глобального конвейера «путь Гордона» по Томчаку и Стюарту (1994) с добавлением стока тихоокеанских вод в Атлантику через Северный Ледовитый океан:

черные кружки — глубинные и придонные воды, белые кружки — термоклинные и поверхностные воды, пунктир — поверхностные холодные воды; стрелки — направления течений

Циркумполярным течением, а через Индийский океан вокруг Африки, где основное движение вод оказывается встречным Циркумполярному течению.

Можно сравнить циркуляцию в ящике Марсильи с циркуляцией между океанами, несмотря на замкнутую форму водного рельефа внутри океанов. Реальное движение океанских вод по многим причинам отклоняется от геострофической схемы движения вдоль изогипс водного рельефа. Это особенно заметно вблизи берегов. При изменении уровня моря вдоль берега морское течение идет подобно реке по наклону уровня, пересекая изогипсы водного рельефа. Примером тому служат такие прибрежные течения, как Лиуин у западного берега Австралии, Бенгельское, Канарское и другие.

Мы уже говорили о механизме переноса вод путем перемешивания. Замкнутость океанских круговоротов прерывается и там, где расположены проливы. При этом не обязательно, чтобы пролив был единственным соединением двух океанов. Широкие водные соединения океанских бассейнов не отменяют того, что водообмен концентрируется в проливах.

Для поддержания градиентного потока между морскими бассейнами достаточен один берег, соединяющий их. Это наблюдается у южной оконечности Африки, где вода из района Индийского океана с более высоким уровнем прорывается в Атлантический океан между мысом Игольный и встречным Циркумполярным течением.

Геострофическому балансу не подчиняется придонный слой воды. Особенность движения у дна не только в трении — она и в том, что плотные воды стекают по подводным долинам, заполняя впадины и подводные бассейны. Их приток повышает уровень океана, и тогда начинает работать механизм возвратного оттока.

Геострофический баланс возможен только при стационарном рельефе водной поверхности (и стационарном поле давления), если же рельеф повышается, то (пока он повышается!) происходит сток воды по склонам в виде изаллобарического течения (А. Гилл. Динамика атмосферы и океана, 1986). Затем уровень может прийти к равновесию, и равновесие может нарушиться новой волной погружения холодных вод. Предполагается, что глобальный водообмен, называемый *межокеанским*, или *глобальным конвейером*, имеет долгопериодные, многовековые и тысячелетние колебания.

**Циркуляция тонкого слоя поверхностных вод.** Тонкий слой поверхностных вод толщиной несколько метров определяет дрейф судов и поверхностных радиобуев. Его движение выражается геометрической суммой вектора ветрового дрейфа воды у морской поверхности и вектора скорости градиентного течения. Движение именно этого слоя оказало максимальное влияние на мореплавание, а также на открытие, название, описание и картирование морских течений. Их карты называются картами течений на поверхности океана, или картами циркуляции поверхностных вод. Они могут быть основаны на массовых многолетних наблюдениях за сносом и дрейфом судов. Таких наблюдений накоплено и учтено несколько миллионов (рис. 2.5, использовано около четырех миллионов). Подробные сведения о движении поверхностных вод наносятся на географические карты морских атласов.

Циркуляция тонкого слоя поверхностных вод имеет простые очертания, согласующиеся в основном с полем приземного атмосферного давления. Эта согласованность служила доводом в пользу преобладания ветрового воздействия на общую циркуляцию океана. Однако при заглублинии в толщу воды всего на 50 — 100 м картина циркуляции значительно отличается.

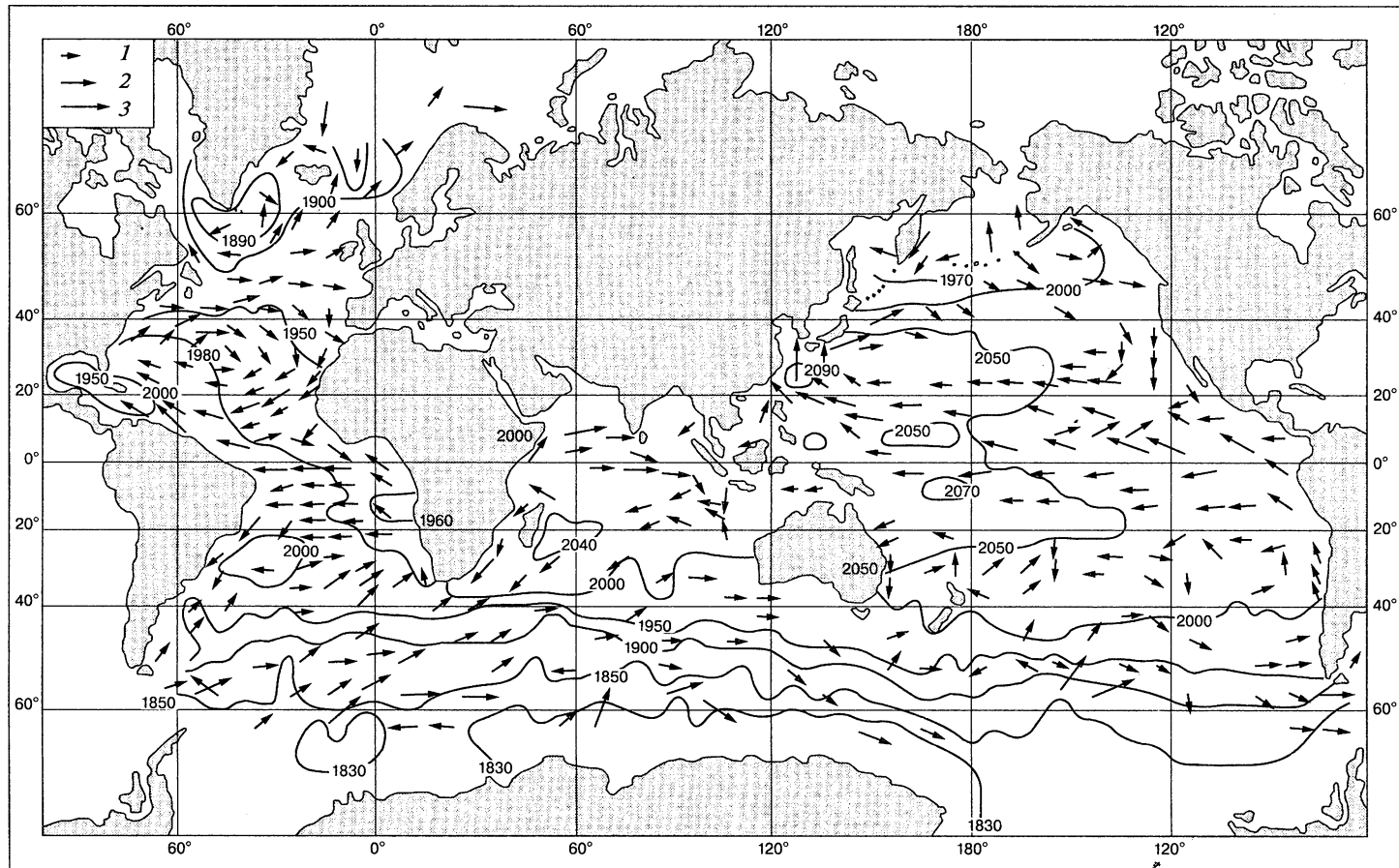


Рис. 2.5. Среднегоголетняя циркуляция поверхностных вод по дрейфу и сносу судов с добавлением горизонталей динамического рельефа, служащих линиями тока геострофических течений (по С. К. Стиду, В. А. Буркову, Ю. П. Дорониному):

**Расходы основных течений.** Основные течения замыкают субтропические круговороты у западных берегов океана. Их скорости и расходы значительно изменяются во времени и пространстве. Особенно сильные сезонные изменения испытывают течения муссонной зоны. Так, Сомалийское течение и Транс-Индонезийский перенос через проливы Тихого океана прерываются, исчезают или меняют направление со сменой муссона, поэтому их среднегодовые расходы значительно меньше, чем сезонные. Изменчивости скорости и границ течений вызывают трудности в определении их расходов. Разные оценки расходов встречаются в публикациях разных лет одних и тех же авторов. Относиться к этому надо как к отражению особенности океанской среды.

Ниже приведены расходы основных течений Мирового океана в свердрупах по данным М. Tomczak, J. S. Godfrey, 1994; L. Stramma, 2001; CIMAS, 2008 и др.

<i>Течение</i>	<i>Свердрупы</i>	<i>Течение</i>	<i>Свердрупы</i>
Агульяс .....	23	Перуанское.....	10
Антильское .....	12	Португальское .....	12
Алеутское .....	10	Северное Пассатное (АО) .....	20
Бенгельское .....	25	Северное Пассатное (ТО) .....	50
Бразильское .....	20	Северо-Атлантическое .....	25
Восточно-Австралийское.....	15	Северо-Тихоокеанское.....	30
Восточно-Гренландское.....	13	Сомалийское.....	30—65
Гвианское.....	40	Филиппинское.....	30
Гольфстрим.....	50—150	Флоридское.....	70
Западно-Гренландское.....	4	Канарское.....	15
Калифорнийское.....	10	Фолклендское.....	24
Карибское.....	25	Шпицбергенское.....	10
Курисио.....	60	Южное Пассатное (АО) .....	65
Лабрадорское.....	4	Южное Пассатное (ИО).....	80
Лиуинское.....	5	Южное Пассатное (ТО).....	30
Мозамбикское.....	30	Южно-Атлантическое.....	30
Мыса Игольного.....	70—135	Южно-Индийское.....	60
Норвежское.....	4	Южно-Тихоокеанское.....	10—30
		Циркумполярное.....	150

К. В. Лебедев, вычислив и сравнив расходы течений по среднегодовым полям скорости ветра для реального и однородного по плотности океана, рассчитал, сколько процентов составляют расходы ветровых течений в однородном по плотности океане от расходов в реальном океане (Ю. А. Иванов, К. В. Лебедев, 2003).

<i>Течение и местоположение разрезов</i>	<i>Расходы ветровых течений (%)</i>
Агульяс, 20° в. д.....	28
Бразильское, 23° ю. ш.....	70
Восточно-Австралийское, 29° ю. ш. ....	37
Гольфстрим, 32° с. ш.....	44
Курисио, 31° с. ш.....	43
Мозамбикское, 16,5° ю. ш.....	50
Сомалийское, 8° с. ш.....	87

### *Циркумполярное:*

Пролив Дрейка, 66° з.д. ....	17
Африка — Антарктида, 20° в.д. ....	20
Австралия — Антарктида, 117° в.д. ....	17
Новая Зеландия — Антарктида, 169° в.д. ....	21

Данные показывают, что плотностная стратификация в океане влияет на расходы течений гораздо больше, чем ветер. Надо учесть, что в однородном океане градиенты давления, вызванные наклонами уровня, не уменьшаются с глубиной. Поэтому расходы ветровых течений в теоретически однородном океане должны быть в несколько раз большими, чем в реальном океане. В то же время они оказываются меньшими. Из этого можно заключить, что механическое воздействие атмосферы на течения составляет примерно десятую часть от воздействия теплового. Вместе с тем ветер воздействует на плотностную циркуляцию косвенным образом, через передачу солнечного тепла в толщу воды путем волнового перемешивания и конвергенций дрейфовых течений. Это воздействие считается критически важным для поддержания океанской циркуляции (Х.А. Дийкстра, 2007).

## 2.2. Волны и приливы

**Ветровые волны и зыбь.** Повсеместное и практически непрерывное волновое движение — характерная особенность морской поверхности. В среднем амплитуда этих колебательных движений близка к 1 м, период к 5 с, длина к 30 м. Энергия волн близка к энергии воздушного потока, высота которого равна характерной длине волны, что грубо соответствует тридцатикратной высоте волны. Бег волны ускоряется по мере действия ветра и в конце концов у зрелых волн сравнивается со скоростью ветра. В среднем же за время развития волны скорость ее движения приблизительно равна половине скорости ветра. На глубокой воде волна движется прямолинейно в направлении создавшего ее ветра. Если же волновое орбитальное движение задевает дно, бег волны искривляется и направляется в сторону мелководья и берега. Передача энергии от ветра и рост волны происходят в процессе совместного движения волны и ветра. Их совместный путь называется разгоном волны.

Длина разгона, необходимая для максимального развития волн при заданной скорости ветра, показана в табл. 2.1. По стереосъемкам волн в «ревуших сороковых» широтах Южного полушария высота единичных волн достигает 30 м при скорости ветра 50 м/с. Максимальная высота ветровой волны в Мировом океане,

Таблица 2.1. **Необходимый разгон волн** (по Л. Ф. Титову)

Скорость ветра, м/с	Разгон волн, км	Время роста волн, ч	Высота развитых волн, м		Средняя длина волн, м	Средний период волн, с
			средняя	3 % обеспеченности		
6	108	11,3	0,55	1,16	23	3,8
11	363	20,8	1,84	3,90	76	7,0
20	1 200	37,8	6,08	12,90	256	12,8
27	2 183	51,0	11,20	26,60	462	17,2

по данным спутниковой альтиметрий, равна 34 м (С. Ф. Доценко, В. А. Иванов. Волны-убийцы, 2006).

Северные широты отличаются большой сезонной изменчивостью волнения. Повторяемость штормов в Северной Атлантике уменьшается от зимы к лету до 20 раз, а в Южной — в 3—4 раза (М. М. Заславский, А. С. Монин. Физика океана, 1978). Те же авторы приводят оценки характеристик волны (длины  $\lambda$ , периода  $\tau$  и высоты  $h$ ) при разной скорости ветра ( $W$ ) на высоте 10 м в диапазоне скорости 10—30 м/с:

$$\lambda(60—600 \text{ м}) \sim 0,6W^2; \tau(5—20 \text{ с}) \sim 0,6W^2; h(2—20 \text{ м}) \sim 0,02W^2.$$

Препятствием для развития ветровых волн служит мелководье. Например, максимальная глубина Азовского моря около 14 м. Сколько бы ни продолжался ветер со скоростью 30 м/с, он не может развить на этой глубине волнение со *средней высотой волн* больше 2,2 м.

Распределение характеристик волн подчиняется вероятностному спектру. Например, на глубокой воде 1 % волн имеет высоту, которая в 2,52 раз больше средней высоты волн. Такое же соотношение между однопроцентной и средней длиной волн.

Скорость движения ветровых волн ( $c$ ) на глубокой воде зависит только от их длины  $c = (g\lambda/2\pi)^{1/2}$ , где  $g$  — ускорение свободного падения.

Поэтому в спектре волн оказываются волны, которые обгоняют ветер и движутся впереди шторма, служа его предвестником. Предполагается, что такие сигналы воспринимаются морскими животными, влияют на перемещения китов.

Вышедшие из области шторма свободные волны являются зыбью. Примесь зыби обычна в спектре морского волнения. Волны зыби могут двигаться несколько дней и пробегать огромное расстояние. Так, к атлантическому побережью Марокко (около 30° с. ш.) регулярно доходит зыбь от штормов вблизи Исландии у 60° с. ш., в том числе разрушительная, высотой более 4 м. Время добегания зыби 2—4 дня. Открытые берега океана бывают даже в тихую погоду подвержены накатам крупных волн зыби, разрушающих прибрежные скалы и рифы, перемещающих песок, создающих характерный гул.

Выходя к берегу, волны постепенно переходят из разряда коротких волн, скорость которых зависит только от длины волны, но не зависит от глубины места в разряд длинных волн, скорость которых зависит только от глубины места ( $H$ ), но не зависит от длины волны:  $c = (gH)^{1/2}$ .

Волны начинают «чувствовать дно» с глубин, равных половине длины волны, и замедляют свой бег тем больше, чем меньше глубина. В результате фронт волны разворачивается перпендикулярно берегу, происходит рефракция. Кроме того, расстояние между гребнями волн сокращается, и крутизна волн возрастает. Схема взаимодействия с берегом у зыби и цунами различна: сравнительно малая длина зыби приводит к быстрому обрушению волн и энергия тратится на трение, создание вдольбереговых валов, волновых и разрывных течений.

**Волны моретрясений — цунами.** Цунами — длинные свободные гравитационные волны — возникают при вертикальных подвижках значительных участков океанической земной коры и распространяются обычно сериями. Такие подвижки происходят периодически, с большими промежутками времени, порядка столетий, на границах между литосферными плитами на дне океанов. За исторический период разрушительные для прибрежных районов цунами обрушивались на берега

Атлантического, Индийского и, чаще всего (80 % случаев), Тихого океанов. На восточные берега Японии цунами высотой более 7,5 м обрушиваются один раз за 15 лет, а цунами высотой более 30 м случились 5 раз за 13 столетий (с 687 г., по Г. Дитриху и К. Калле, по 2011 г., по новым публикациям).

В открытом океане цунами имеют незначительную высоту (порядка метра) и пологую форму, распространяются концентрически от очага образования со скоростью, зависящей от глубины океана.

При средней глубине Мирового океана около 4 000 м средняя скорость распространения волн оказывается равной 200 м/с. Зависимость скорости от глубины вызывает рефракцию волн цунами, притягивающую их к берегам океана и островов, на которые они накатываются со всех сторон. Выход волн на мелководье и продвижение в сужающиеся заливы приводит к росту высоты волн до нескольких десятков метров. С этим связано название волны: в переводе с японского цунами — волна залива. Оценки высоты волн делаются по следам разрушений и выброшенным волной предметам. Максимальная высота 67 м была отмечена во время Великого Аляскинского землетрясения 1964 г., когда больше других пострадал крупнейший город и порт Аляски Анкоридж, расположенный на берегу залива Кука.

В 1952 г. цунами, вызванное подводным землетрясением с магнитудой 9 баллов, разрушило г. Северо-Курильск на о. Парамушир в северной части Курильской гряды. Высота волн достигала 15—18 м. Погибло 2 тыс. человек.

В декабре 2004 г. в результате мощнейшего подводного землетрясения с магнитудой 9,3 балла и центром вблизи северо-западной части о-ва Суматры возникли волны цунами, охватившие почти все берега Индийского океана. Волны в отдельных участках берега достигали высоты 15 м. Их слабый отклик прокатился по тихоокеанским берегам Северной и Южной Америки. Общее число погибших составило 295 тыс. человек. Дальнедействующие цунами называются *телецунами*.

В марте 2011 г. в результате подводного землетрясения с магнитудой 9 баллов на восточный брег центрального японского о-ва Хонсю обрушились волны цунами высотой более 40 м, вызвавшие аварию атомной электростанции Фукусима-1 и гибель 15 524 человек.

Цунами могут возникать не только от подводных землетрясений, но также от резких перепадов атмосферного давления при ураганах, от падения в океан крупных тел, от подводных извержений вулканов и подводных взрывов.

Предупреждения о цунами делаются на основе обработки сейсмической информации и предсказания подводных землетрясений с магнитудой более 7 баллов. Движение возникших волн регистрируют придонные датчики гидростатического давления воды и передают через поверхностные буйки на спутники.

**Приливы.** Приливы на поверхности океана — это длинные гравитационные волны, возникающие из-за периодического изменения на вращающейся поверхности планеты суммарного гравитационного воздействия трех небесных тел — Луны, Земли и Солнца. Суммарное гравитационное поле для любой точки Земли испытывает быстрые изменения из-за вращения планеты, меняющего положение этой точки, и медленные изменения из-за периодических изменений взаимного расположения Луны, Земли и Солнца.

Основное значение для приливов имеет гравитационное взаимодействие Луны и Земли. Они вращаются вокруг одного центра, расположенного внутри Земли и сдвинутого на 0,73 радиуса Земли в сторону Луны. Сторона Земли, обращенная

к Луне, испытывает повышенное притяжение Луны. Это ослабляет силу тяжести, направленную к центру Земли, и создает подъем водной поверхности в направлении Луны. На противоположной стороне Земли также возникает подъем океанской поверхности, но вызванный другой причиной — центробежной силой вращения Земли вокруг общего центра вращения Земля—Луна. (Очевидно, что эта центробежная сила равна притяжению Земли Луной, иначе Земля сближалась бы со спутником.) Равновесие сил теоретически достигается при образовании двух симметричных выступов (очень небольших по высоте — порядка метра), изменяющих форму жидкой оболочки Земли, превращая ее в эллипсоидальную. Практически полного равновесия не получается из-за инерции воды, малой глубины океана и других препятствий.

По такой же схеме формируется эллипсоид, вызванный взаимодействием Земли и Солнца. Он деформирует водную поверхность океана примерно в два раза меньше, чем лунный эллипсоид. Возникшие деформации водной поверхности (приливные эллипсоиды) при суточном вращении Земли выходят из зоны равновесия с гравитационным полем Земли, Луны и Солнца и превращаются в свободные поступательные гравитационные волны (лунные, солнечные, смешанные), которые в большинстве мест отстают от меняющегося направления на светила. С этим отставанием связано понятие прикладной час порта — время между прохождением Луны через меридиан места и подъемом уровня моря (полной водой).

Эллипсоид прилива, будь его большая ось направлена перпендикулярно оси вращения Земли, порождает бы правильные полусуточные приливы (два прилива и два отлива за сутки). Ось вращения Земли не перпендикулярна направлениям на Луну и Солнце, и это порождает *суточные неравенства* величины приливов, когда один из двух приливов становится меньше другого и в пределе исчезает, превращая полусуточный прилив в суточный.

Приливный эллипсоид изменчив по размерам и форме и дает максимальное отклонение уровня, когда приливообразующие воздействия Луны и Солнца совпадают по направлению. Очевидно, что такие события наступают около новолуния и полнолуния, когда Луна, Земля и Солнце лежат на одной прямой. Такой прилив называется сизигийным. Когда направление воздействий Луны и Солнца взаимно перпендикулярны, прилив минимален и называется квадратурным. Между сизигиями (или квадратурами) проходит около двух недель. Это период *полумесячного неравенства*.

Из-за сложности изменений в расположении трех светил возникает серия неравенств, включающая неравенства с периодами 18 и 1 600 лет (И. В. Максимов, 1970).

Воздействие приливообразующих сил вызывает периодические возмущения не только на поверхности, но и в толще океана, а также в атмосфере и глубинных слоях литосферы.

Приливные волны обладают огромными длинами. В пределе длина приливной волны равна расстоянию между вершинами приливного эллипсоида. Для экватора это половина его длины — около 20 тыс. км. Длина свободной гравитационной волны зависит от глубины места и периода волны, а скорость (при длине волны, значительно превосходящей глубину места) зависит только от глубины. Расчеты показывают, что при глубине 1 000 м длина поступательной полусуточной приливной волны равна ~ 4 500 км, а скорость ~ 100 м/с. При уменьшении глубины в сто раз скорость и длина уменьшаются в десять раз (квадратическая зависимость).



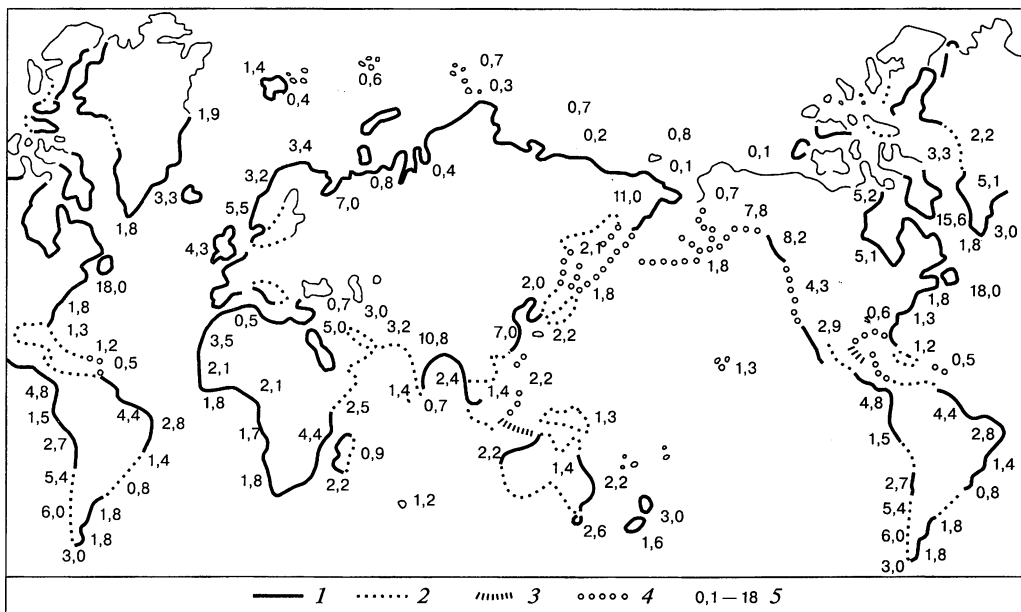


Рис. 2.6. Характер и наибольшая величина (м) приливов в Мировом океане (по А. И. Дуванину, 1968):

1 — полусуточные; 2 — неправильные полусуточные; 3 — суточные; 4 — неправильные суточные, 5 — величина приливов

Зависимость скорости от глубины приводит к рефракции — повороту движения волн в сторону меньших глубин.

При уменьшении глубин расстояние между гребнями волн уменьшается, происходит концентрация энергии и рост высоты волн. Этот эффект усиливается при сужении водного пространства — в проливах, заливах, устьях. В открытом океане на уединенных островах величина прилива близка одному метру. При отсутствии материков притяжение Луны создавало бы прилив величиной 0,54 м, а притяжение Солнца — 0,25 м. На о. Св. Елены величина прилива равна 80 см, что соответствует уровню приливного эллипсоида. На атлантических берегах Северной и Южной Америки преобладают приливы величиной до 2 м. В канадском заливе Фанди (Новая Шотландия) величина максимального прилива в сизигию и равноденствие самая большая в Мировом океане — 18,5 м, а величина средних сизигийных приливов — 14,0 м. Значения максимальных величин приливов показаны ниже, а их характер и распределение по акватории океана см. на рис. 2.6.

Место	Максимальная величина приливов, м
Залив Фанди, Новая Шотландия	18,5
Пуэрто Гальегос, Патагония	16,8
Залив Фробизер, Баффинова Земля	16,3
Поргишид, Ирландское море	16,3
Залив Сан-Мишель, Нормандия	15,0
Пенжинская губа, Охотское море	12,9
Камбейский залив, Индия	12,0
Дарвин, Австралия	11,4
Мезенский залив, Белое море	11,0

**Приливные течения.** При сужении берегов приливные течения могут достигать очень больших скоростей — несколько метров в секунду. В проливах Берингова моря скорость достигает 2 м/с, Ирландского моря — 3 м/с, в сужениях залива Фанди — 5 м/с, в норвежском фиорде Скиерстад — 7,5 м/с. Эти течения периодически меняют направление: при подъеме уровня в одну сторону, при падении — в другую. Дистанция переноса воды зависит от глубины места ( $H$ ) и амплитуды приливной волны ( $a$ ). Для простых условий скорость приливного течения ( $v$ ) равна горизонтальной скорости орбитального движения частиц воды в приливной волне и определяется по формуле Комао (Н. Н. Зубов, 1947):

$$v = a(g/H)^{1/2}.$$

Дистанция одностороннего переноса воды ( $L$ ) равна произведению скорости на время горизонтально движения по орбите, примерно равного половине периода прилива ( $\tau/2$ ):

$$L = v\tau/2.$$

По приведенным формулам приливная волна с амплитудой (до выхода на берег) 1 м при глубине моря 100 м создает течение со скоростью около 0,3 м/с, а на глубине 10 м — со скоростью около 1 м/с. Односторонний перенос воды за 6 ч при полусуточном приливе распространяется в первом случае на расстояние около 7 км, а во втором — около 22 км, если этому не мешает берег. В следующие 6 ч вода возвращается на исходное место.

**Приливные волны в реках — боры.** Бор (от старонорвежского — волна) имеет и другие названия: маскарэ — на атлантическом побережье Франции, пророка — на Амазонке, бенак — в Малайзии. Входя в реку и поднимаясь навстречу ее течению, приливная волна обретает крутой высокий склон, нередко завершающийся буруном.

Самый высокий бор периодически возникает на китайской реке Цяньтан, которая в нижнем течении называется Фучунь (или Фучуньцзян). Река впадает у порта Ханьчжоу в сужающийся к устью залив Ханчжоувань Восточно-Китайского моря. Максимальную высоту 9 м имеет бор, порождаемый приливом в конце лета. Он движется со скоростью более 11 м/с и проходит 700 км вверх по течению реки. Явление бора привлекает большое количество туристов и любителей водного спорта. Соперничать с этим бором может бор, возникающий в речной дельте, расположенной в конце сужающегося Камбейского залива Индии. Его высота также оценивается в 9 м (см. гл. 9 «Индийский океан»).

На Амазонке приливная волна создает бор высотой 5 м и шириной в 1,5 км, который движется вверх по реке со скоростью 7 м/с. На расстоянии 1400 км от океана можно наблюдать 8 гребней приливной волны. На реке Св. Лаврентия в Канаде бор также имеет высоту около 5 м и проходит на 700 км вверх от устья. Бор высотой около 3 м возникает и на реке Петикодиак, впадающей в залив Фанди. На российских реках Хатанга, Северная Двина и Печора бор проходит далеко против течения и заметен на расстояниях 500, 120 и 85 км от устья.

Благоприятные условия для возникновения боров имеются на реках атлантических побережий Франции и Англии — на Сене, Жиронде и Гаронне, Тренте и Северне. На некоторых реках построены гидротехнические сооружения для блокировки этих опасных волн.

## 2.3. Пограничные слои океана

**Размеры и состав.** У морской поверхности и дна воды разделяются на различные по свойствам пограничные слои, толщина которых (но не значение) уменьшается с приближением к границе. Прежде всего, это лежащий на морской поверхности и составляющий ее материальное воплощение *поверхностный микрослой* (ПМС), или *скин-слой* (англ. — кожный слой). Его донный аналог — *пограничная пленка*, называемая *ламинарной*, или *молекулярно-диффузионной*, структура хорошо известная в технической гидродинамике и морской геологии.

ПМС был открыт биологами независимо от работ химиков и физиков как особый биотоп океана (см. подразд. 2.6).

Толщина микрослоя зависит от рассматриваемых характеристик. Если это особое сообщество живых организмов, то толщина его биотопа 5 см. Это — *биологический микрослой*. Если выделять микрослой по околмолекулярной величине теплопроводности, диффузии и вязкости, то толщина микрослоя будет примерно равна 1 мм. Это — *физический микрослой*, а *химический* может быть еще тоньше (химический пробоотборник Гаррета захватывает слой воды толщиной 0,15 — 0,2 мм). Процессы перемешивания в микрослое подавлены до молекулярного уровня. В связи с этим у поверхности воды возникают экстремально высокие вертикальные градиенты температуры и концентраций растворенных веществ.

Охлаждение океана происходит с поверхности, а радиационное нагревание распределено по глубине. Поэтому на поверхности обычно существует *холодная пленка* с пониженной температурой в среднем для океана на 0,4 °С. Температурная аномалия распространяется от поверхности до глубины несколько сантиметров и охватывает упомянутый микрослой, или скин-слой. Охлаждение поверхности может происходить круглосуточно, включая дневные часы. Это связано с тем, что средние потери тепла океаном, складывающиеся из испарения (62 %), эффективного излучения (32 %) и контактного теплообмена (6 %), происходят в самом верхнем ультрамикроскопическом *дельта-слое* толщиной порядка 0,01 мм. В то же время поступающая в океан энергия радиации (в среднем компенсирующая потери тепла из дельта-слоя), проходя через верхний метр океанской воды, поглощается только на 70 %.

Напряженность гидродинамической ситуации заключается в том, что микрослой лежит на буферном слое, который служит генератором турбулентной энергии и переходит в *верхний перемешанный слой* (ВПС), называемый *верхним квазиоднородным слоем* (ВКС). В морских условиях буферный слой мало изучен. По лабораторным опытам у твердой стенки он источник турбулентной энергии, идущей на перемешивание. У морской поверхности работает также механизм генерации и накачки турбулентной энергии через опрокидывание ветровых волн. В этом процессе микрослой разрушается и мгновенно восстанавливается поверхностным натяжением. У океанского дна существует аналог ВПС — донный перемешанный слой (ДПС). Он менее ярко выражен (из-за очень малых вертикальных градиентов температуры и солености вблизи дна) и был открыт с появлением высокоточных глубинных датчиков этих характеристик. Его средняя толщина оказалась близкой к средней толщине ВПС (около 50 м). Глубина ВПС меняется по сезонам. Она максимальна в конце зимы при наибольшей плотности воды на морской поверхности и тогда совпадает с глубиной деятельного слоя океана (ДСО). ДСО содержит воду, которая ежегодно обновляется в сезон максимальной конвекции (в конце зимы)

Между максимальной и фактической толщиной ВПС расположен сезонный пикноклин — слой воды, оставшейся от прошлогодней зимы, в котором происходит резкое повышение плотности воды с глубиной за счет падения ее температуры или повышения солености (рис. 2.7). В первом случае говорят о сезонном термокLINE, характерном для теплых и умеренных широт, во втором — о сезонном галокLINE, характерном для полярных широт. Средняя толщина ВПС (50—60 м) меняется по сезонам и широтам от 20 до 200 м (Океанология, Т. 1. — С. 260). Средняя по океану толщина деятельного слоя принимается в моделях взаимодействия океана и атмосферы равной 200—350 м. Местами она значительно глубже и достигает дна. В Северной Атлантике к западу от Ирландии толщина ВПС в конце зимы достигает материкового склона на глубине 900 м.

**Процессы взаимодействия в поверхностном микрослое.** Влияние физики на химические аномалии и биологические особенности среды — наиболее простая и ясная сторона проблемы взаимодействия в географических системах. Главные физические процессы, определяющие химический и биологический лик поверхности, это, во-первых, поток всплывающей органики, дающий пищу и субстрат для закрепления и укрытия от солнечных лучей богатому бактериальному населению поверхности. Во-вторых, это достаточно интенсивная аэрация за счет постоянной микроконвекции холодной пленки и диффузного обмена с атмосферой. В-третьих, стабилизирующее воздействие поверхностного натяжения на режим движения. Обилие солнечных лучей ускоряет разложение органики и ее круговорот. Кроме того, избыточный солнечный свет сдерживает развитие фитопланктона, метаболиты которого оказывают угнетающее влияние на развитие бактерий. Биохимическая активность бактерий способствует регенерации биогенных солей и многих других элементов, определяющих химические аномалии поверхности. Определенную статью вещественного баланса составляет и вымывание осадками атмосферных аэрозолей.

Таким образом, поверхность воды — это поверхность двойного гравитационного накопления веществ и их интенсивной деструкции. Она является благоприятным биотопом для развития икры, личинок и молоди большого числа видов морских организмов, в том числе бентосных форм, а также мелких форм зоопланктона, питающегося бактериями.

Высокая концентрация подвижных организмов в зоне ламинарного режима воды, переходящего у самой поверхности в квазикристаллическое состояние, вызывает биотурбулентные возмущения среды, которые усиливают интенсивность обмена через поверхностный микрослой тепла и газов между океаном и атмосферой. Предполагается, что присутствие организмов может интенсифицировать процессы обмена в несколько раз (Ф. Макинтайр, 1981).

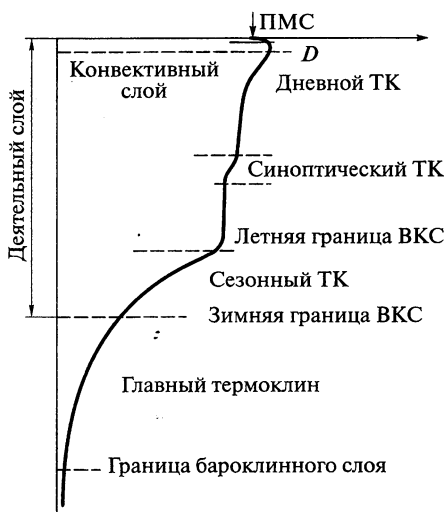


Рис. 2.7. Пограничные слои верхней сферы океана:

ТК — термоклин; ВКС — верхний квазиоднородный слой; ПМС — поверхностный микрослой;  $D$  — подповерхностный дневной максимум температуры

Влияние химических аномалий поверхности на протекание физических процессов интенсивно изучается в связи с проблемой загрязнений. Наиболее исследовано влияние нефтяных пленок. Разлитая на поверхности воды нефть растекается, образуя пленки толщиной  $10^{-5} - 10^{-7}$  м. При скорости ветра 6—8 м/с пленка разрушается и нефть перемешивается с водой, образуя устойчивые эмульсии. Такая пленка полностью гасит капиллярные волны и уменьшает количество обрушений гравитационных волн в 3—4 раза.

Наиболее значительное воздействие нефтяные пленки оказывают на испарение воды и связанный с этим тепловой поток, который в предельном случае приближается к нулю. Для типичных условий (толщина пленки  $10^{-5}$  м, скорость ветра 5 м/с) отношение величины испарения при пленке к испарению с чистой поверхности приблизительно равно 0,1.

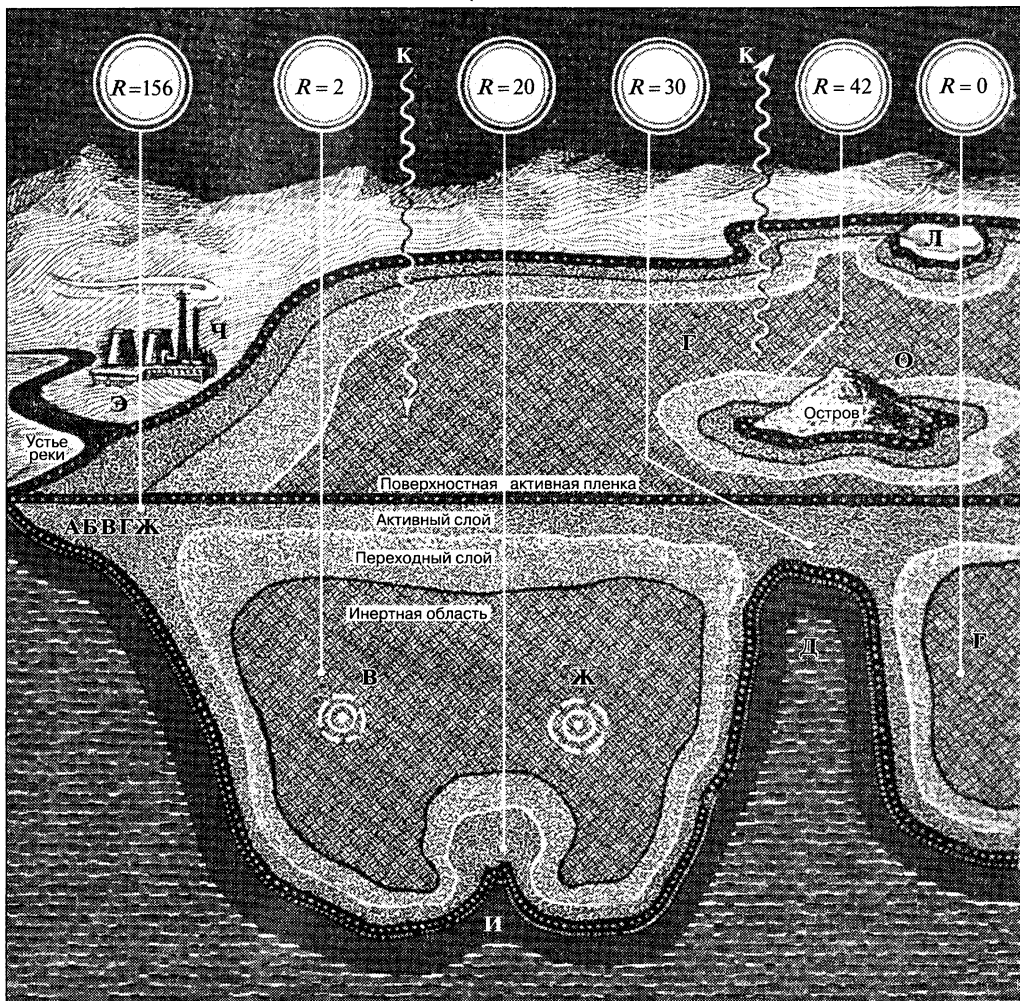


Рис. 2.8. Трехмерная структура океана.

Пограничная и переходная зоны (оболочки) выделены тоном, внутренняя инертная область покрыта пересекающейся штриховкой.  $R$  — индекс разнообразия среды; А, Б, В, Г, Д, Ж, И, К, Л, О, Ч, Э — объекты взаимодействия (К — космос, Д — дно, Ч — человек)

Значительное влияние пленка оказывает на величину проникающей в воду радиации. При толщине пленки в  $10^{-5}$  м интегральная радиация, проходящая в воду, уменьшается на 10—42 % (в зависимости от химического состава нефти), а фотосинтетическая активная (ФАР) — на 15—38 %. Эти цифры относятся к положению солнца в зените и незначительно возрастают с уменьшением высоты солнца.

Агентами, разрушающими нефтяное загрязнение, служат ультрафиолетовая радиация (фотоокисление нефтепродуктов), кислород и бактериальная деструкция. Как показали исследования В. В. Измайлова на станции «Северный полюс», одним из факторов механического перераспределения нефтепродуктов служат морские льды, которые могут впитывать нефть с поверхности моря (до 25 % собственного веса). Предполагается, что за счет ежегодного выноса в Атлантику 2 000 км<sup>3</sup> льда в Гренландское море может поступать около 80 тыс. т нефтяных углеводородов. Разрушение нефтепродуктов в присутствии льда происходит главным образом за счет озона и атомарного кислорода, содержание которых в воздухе увеличивается за счет отражательного эффекта льда и снега.

**Трехмерная структура.** Закономерность разделения океана на пограничные слои по нормали к дневной поверхности, в принципиальных чертах повторяется относительно дна и берегов, что создает *циркумграничную структуру* океана (рис. 2.8). Рисунок 2.8 показывает увеличение разнообразия океанской среды с приближением к границам океана с атмосферой, дном, берегом и особенно к каналам поставки нового вещества рекам и подводным источникам (см. подразд. 1.7).

Большую роль в самоочищении морской поверхности, разрушении и трансформации химических соединений, оседающих из атмосферы и всплывающих из водной толщи, принадлежит бактериальному населению поверхностного микрочлора — бактерионейстоку.

## 2.4. Образование и разрушение льда

**Площадь льдов.** Суммарная площадь морских льдов планеты занимает в среднем 25,9 млн км<sup>2</sup>, т.е. 7 % площади Мирового океана, и изменяется по сезонам: от 6 % в феврале до 8 % в ноябре. Средние характеристики льдов: масса  $32,4 \cdot 10^{12}$  т, сплоченность 8,3 балла, толщина 1,7 м. В Северном полушарии средняя за год площадь равна 12,6 млн км<sup>2</sup>, максимальная — 15,4 млн км<sup>2</sup> в марте, минимальная — 8,0 млн км<sup>2</sup> в сентябре. В Южном полушарии сезонные изменения гораздо значительнее: средняя площадь льдов 13,3 млн км<sup>2</sup>, максимальная — 20,0 млн км<sup>2</sup> в сентябре, минимальная — 5,0 млн км<sup>2</sup> в феврале (В. Н. Малинин, 1998; В. Ф. Захаров, В. Н. Малинин, 2000). Карты распространения льдов показаны в главах о Северном Ледовитом и Южном океанах. Эскизное их обобщение приведено на рис. 2.9.

Максимальное покрытие Мирового океана льдами наступает в ноябре (30 млн км<sup>2</sup>), минимальное — в феврале (21 млн км<sup>2</sup>).

**Замерзание морских водоемов.** Процесс сезонного замерзания морских акваторий кардинально отличается от замерзания пресных водоемов. После падения температуры ниже +4 °С дальнейшее охлаждение поверхности пресного водоема понижает плотность воды, что предотвращает ее конвекцию. Оставаясь на поверхности, вода отдает запас явного и скрытого тепла и превращается в лед.

Морская вода ведет себя иначе. Ее максимальная плотность совпадает с температурой замерзания. Замерзание наступает не мгновенно. Сначала из воды

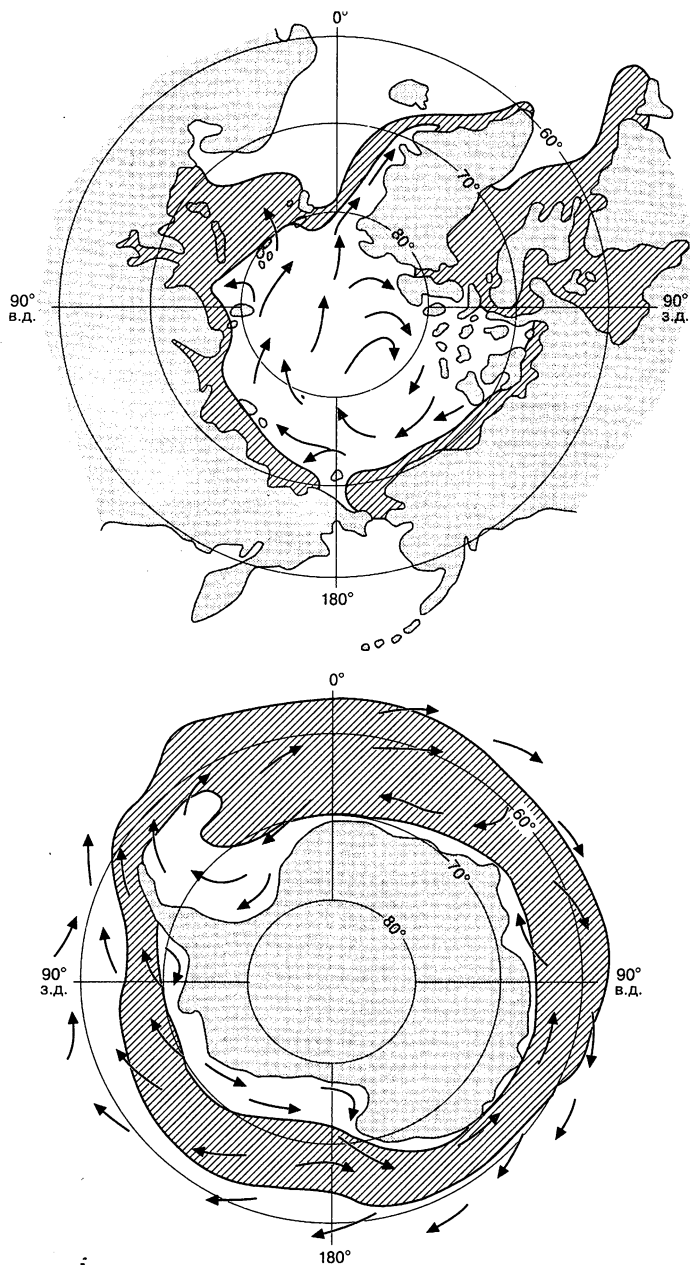


Рис. 2.9. Средние границы морских льдов осенью и весной (по Н. Унтерштейнеру)

должно быть отнято в атмосферу скрытое тепло жидкого состояния. Прежде чем это происходит, ставшая более плотной охлажденная вода погружается в глубину и замещается на поверхности новой, менее охлажденной водой. Таким образом, замерзание наступает только после того, как весь слой воды, охваченный конвекцией, охладится до температуры замерзания, отдаст атмосфере весь запас явного тепла. Толщина этого слоя зависит от распределения солёности. Если вода по со-

лености однообразна, то глубина конвекции равна глубине моря. Соответственно этому велик и запас тепла, который необходимо отнять от водоема, чтобы началось замерзание. Практически конвекция прекращается на той глубине, где кончается верхний перемешанный слой (ВПС). В Северном Ледовитом океане заглублиению ВПС препятствует скачок солености, расположенный на глубине около 50 м. Чем больше глубина конвекции, тем дольше не замерзает море. Очевидно, что наименьшая глубина конвекции у берега.

Интенсификация процессов охлаждения на мелководье — характерная черта океана, объясняющая то, что образование льдов и холодных глубинных вод происходит прежде всего у берега. Привязанность льдов к берегу была известна очень давно и побудила ученых XVII в. предложить отправку экспедиций из Европы в Китай через Северный полюс маршрутами, удаленными от берега (что имело трагические последствия).

**Структура ледовой зоны.** Закономерность расположения льдов у берега позволяет говорить о типичной структуре прибрежной ледовой зоны, которая своими контрастными свойствами напоминает остальные пограничные зоны океана и составляет в целом некоторую равновесную диссипативную систему. Первую структурную часть этой зоны составляет подошва припая — узкая полоса, в которой лед спаян с берегом и дном. Вторая зона — собственно припай, составляющий при устойчивых ветрах от берега полосу шириной в несколько десятков километров. Третья закономерная часть — это узкая (в морозную погоду шириной в несколько сотен метров) полоса открытой воды. Затем идут полосы молодого льда нарастающих размеров по вертикали и горизонтали. Такая правильная структура ледовой прибрежной зоны характерна для устойчивого режима ветра, направленного от берега. Например, зимой в прибрежной зоне Антарктиды господствует муссонный отжимной ветер и под его влиянием формируются сравнительно правильные чередования названных зон, местами нарушаемые циркуляционными круговоротами.

Согласно А. Ф. Трешникову, обобщившему карты ледовых авиаразведок, зона полыньи (включая чистую воду и молодой лед) прослежена у многих берегов Антарктиды в разное время года и имеет ширину 10—25 миль.

Несмотря на более сложные ледовые условия в Арктике, заприпайная полынья и примыкающий к ее мористому краю молодой лед характерны и там. Протяженность зоны заприпайных полыней в морях Российской Арктики составляет около 6 000 км, ширина, считая открытую воду и молодой лед до 0,3 м, — около 50 км. При этом для большей части зоны повторяемость существования полыней в феврале — марте составляет 70—100 %. Полыньи существуют в темное время года и в декабре и январе.

**Полыньи.** Водно-ледовые ландшафты — это воды у кромки льдов, полыньи и прогалины, устойчивые трещины и разводья. Им свойственно развитие всех звеньев биологической цепи от растительных микроорганизмов до гигантских позвоночных, максимальная продуктивность. В холодное время в прибрежных районах замерзающих морей часто создаются контрастные температурные условия. На их основе развивается группа взаимосвязанных термодинамических процессов, образующих саморегулирующуюся систему полыньи — берег. Эта система функционирует как тепловая машина второго рода, т. е. машина, которая черпает энергию для своей работы из температурного контраста материк — море (В. В. Шулейкин, 1968).



На основе температурного контраста возникает ветер муссонного типа в направлении берег — море. Этот ветер задерживает становление неподвижного прибрежного льда — припая, периодически вынося молодой и непрочный лед в море. Тем не менее, хотя и не с первой попытки, припай устанавливается в замерзающих морях практически везде. Сначала он закрепляется в бухтах и под прикрытием островов, но затем понемногу продвигается в открытое море, окружая даже мысы. При этом обращенная к морю граница припая окаймлена полосой открытой воды — заприпайной полыньей, которая сохраняется с удивительным постоянством, невзирая на жестокие морозы. За полыньей простирается область битого дрейфующего льда.

С берега или самолета можно видеть, что обычно поперек полыньи тянутся сносимые ветром полосы ледяного сала — сгустки образующихся кристаллов льда. Именно этот процесс — непрерывный вынос ледяных кристаллов за пределы полыньи — и поддерживает существование открытой воды в любые морозы. Чем больше мороз, тем больше температурный контраст берег — море, сильнее муссонный ветер. Чем сильнее ветер, тем быстрее оттесняется и дрейфует в море битый лед, расположенный с мористого края полыньи. Во взаимодействии принимают участие отрицательные обратные связи. Чем сильнее ветер, тем быстрее охлаждается вода полыньи, интенсивнее образуется ледяное сало и, дрейфуя по ветру, смерзается в ледяной покров. Таким образом, одновременно усиливаются и процессы механического расширения полыньи, и процессы зарастания ее мористого края молодым льдом. Возникает динамическое равновесие системы, которое можно выразить с помощью уравнений и набора графиков (В. Л. Лебедев, 1968).

Ледяной покров служит эффективным теплоизолятором воды. Согласно формуле Стефана, связывающей толщину образовавшегося льда и потери тепла, при разности температур вода — воздух  $20^{\circ}\text{C}$  на образование первого сантиметра льда требуется 6 мин, а сто первого — 23 ч 30 мин, так как сто первый сантиметровый слой льда защищен от охлаждающего воздействия воздуха метровым слоем льда словно асбестовой плитой.

Следовательно, на полынье лед выделяется из воды необычайно интенсивно, в 200 раз быстрее, чем под ледяным покровом метровой толщины. Но кристаллы льда состоят лишь из пресной воды. Поэтому при кристаллизации льда на поверхности полыньи вода интенсивно осолоняется, а значит, возрастает ее плотность и развивается мощная вертикальная конвекция. Общая схема процессов показана на рис. 2.10.

Наблюдения у шельфового ледника Лазарева (около  $70^{\circ}$  ю. ш., ст. Лазарев) показали, что потери тепла в прибрежной полынье составляют за год  $210 \text{ ккал/см}^2$ , а суммарный прирост взламываемого и сносимого ветром льда — около 12 м. Это гораздо меньше, чем масса льда, сносимая в виде игл и равная слою льда толщиной в 26 м. Часть кристаллов затягивается вниз и увлекается токами воды под припай. Там создается слой внутриводного льда толщиной 5—8 м. Суммарная толщина образующегося за зиму льда составляет для различных арктических полыней 6—8 м, а повышение солености колеблется от 2—3 до 6—15 % от начального значения.

Теплозапас в арктических полыньях больше, чем тепловой сток арктических рек. Конвективное перемешивание в полыньях и система локальной циркуляции вод приводят к выносу на поверхность теплых глубинных вод. Предполагают, что отдельные полыньи составляют единственные места выхода на поверхность атлан-

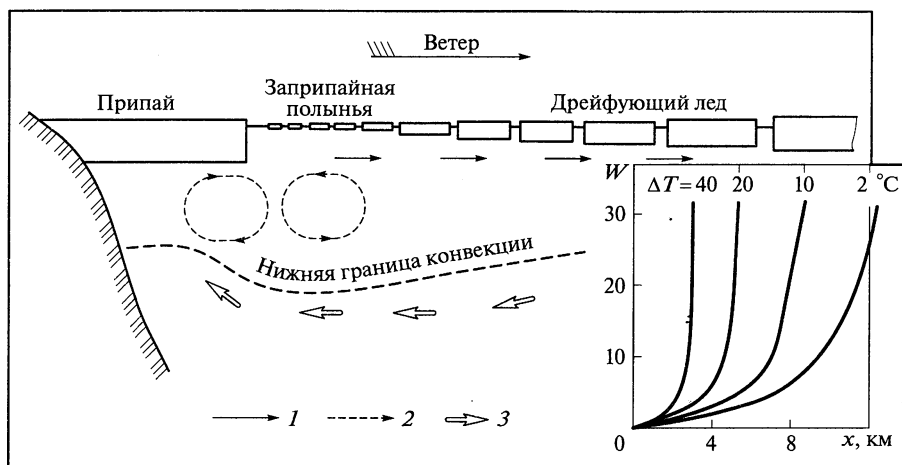


Рис. 2.10. Схема заприпайной полыньи и зависимость ее ширины  $x$  (км) от разности температур вода—воздух  $\Delta T$  и скорости ветра  $W$  (м/с) (по К.Д.Сабину, 1960, и В.Л.Лебедеву, 1968):

1 — ветровая составляющая течения; 2 — плотностная составляющая, обусловленная образованием льда и осолонением; 3 — компенсационное течение

тических вод в Арктике. Возможно, что полыньи составляют около 5 % площади арктических морей и на их долю приходится около 50 % теплоотдачи. В Арктическом бассейне удельная теплоотдача воды через полыньи за шесть зимних месяцев более чем в десять раз превосходит удельную теплоотдачу через лед.

Полыньи местами создают на прилегающих побережьях арктических морей зимы с теплым ядром, вызывают регенерацию циклонов и циклогенез, поддерживают особый тип ветра — «ледовый бриз», направленный с моря к полынье и ограничивающий ее размеры.

Благодаря облегченному проникновению света в вертикальной циркуляции в полынье создаются условия повышенной биопродуктивности. Там, где полынья проецируется на мелководье, биомасса бентоса возрастает от 0,05 до 0,2—0,5 кг/м (Новоземельская полынья). Арктические полыньи привлекают моржей, нерп, тюленей, песцов, белых медведей, чаек и других млекопитающих и птиц. Многотысячные колонии императорских пингвинов, обитающие на антарктическом припае в зимнее время, не могли бы существовать без заприпайной полыньи, где они находят обильную пищу.

**Проникновение радиации через лед и развитие ледяного планктона.** Радиация происходит через морской лед хуже, чем через воду, но не прерывается полностью. Арктический лед двухметровой толщины пропускает около 10 % вошедшей радиации, а лед толщиной в 3 м — около 4 %. Для чистой воды Центрального Арктического бассейна величины проникающей на те же горизонты радиации составляют 19 и 13 %. При этом сопоставлении, однако, не учитывается большое по сравнению с водой альбедо ледяного покрова. Отличительные особенности полыньи (чистая вода, интенсивное льдообразование, осолонение и перемешивание, отепляющий воду эффект, возникновение туманов и ледового бриза, богатство жизни) позволяют выделять ее в особый тип физико-географического ландшафта.

Жизнь не только концентрируется в относительной близости к границе вода—лед, но и сгущается непосредственно на этой границе. По В.Х. Буйницкому (1974), концентрация планктона на нижней границе антарктического припая толщиной 1,6—1,7 м в весеннее и летнее время в 110... 140 раз превышала концентрацию в воде. Значительными (по 2 240 экз. в 1 см<sup>3</sup>) оказались концентрации организмов внутри льда недалеко от границы с водой. Сгустки планктона усиливают таяние льда и уменьшают его прочность. Исследования аквалангистов на дрейфующих станциях «Северный полюс» обнаружили на нижней поверхности льда в осветленных участках и выемках слой концентрированного планктона толщиной в десятки сантиметров.

Концентрация организмов в ледовом пограничном слое испытывает колебания (рис. 2.11). Водоросли во льду обнаруживаются в живом состоянии и даже в стадии размножения. Не удивительно, что они делают морской лед сравнимым по первичной продукции (до 100 мгС/(м<sup>3</sup>/сут) с продуктивными районами Мирового океана. Хотя первичная продукция в окружающей воде ниже, чем во льду, она все же значительна. Кроме того, у кромки льда развитие фитопланктона начинается раньше, чем в открытом океане. Этот эффект удлиняет период вегетации и увеличивает годовую первичную продукцию.

Как отмечает Т.А. Айзатуллин, неизвестно, что из многих характеристик среды важнее для объяснения сгущений жизни у границы льда: присутствие биогенных и других элементов, гибель конкурентов или хищников во льдах, талая вода, электростатическое взаимодействие клеток с положительно заряженной поверхностью льда, обогащенной катионами. Однако вода в организме везде находится в пограничном

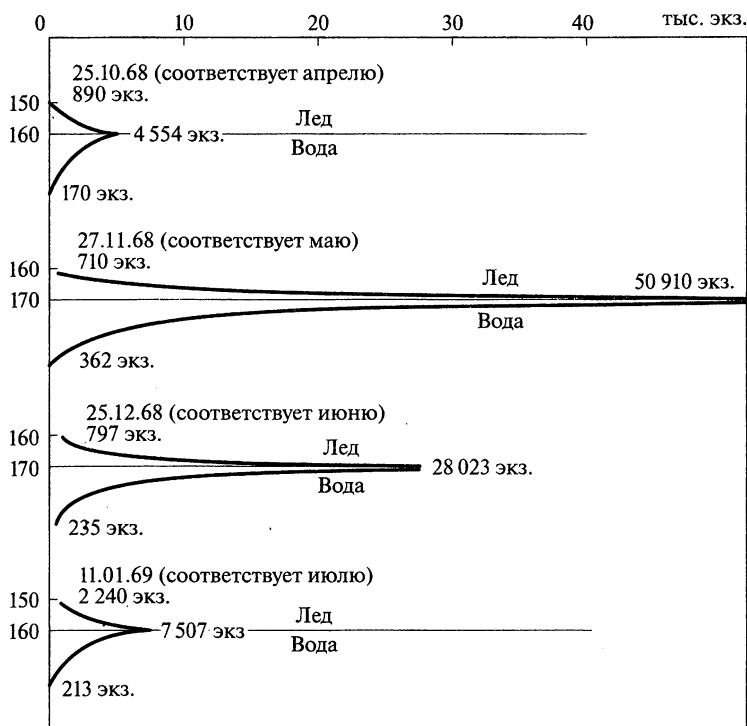


Рис. 2.11. Вертикальные распределения численности планктонных организмов вблизи поверхности раздела вода—лед (по В.Х. Буйницкому, 1974)

слое огромных молекул биополимеров, поэтому ее структура упорядочена и напоминает структуру льда. При использовании обычной воды организм затрачивает энергию на преобразование ее структуры в льдоподобную, а талая вода легко «вписывается» в биологические системы без дополнительных энергетических затрат.

**Айсберги.** Айсберговый сток на 93 % приходится на берега Антарктиды. Ледяные берега Антарктиды имеют протяженность около 27 тыс. км, а высота омываемого водой среза льда — около 200 м. Площадь граничной поверхности вода—лед значительно возрастет, если учесть подводную часть ледников и айсберги. Их число с удалением от берега уменьшается приблизительно по экспоненциальному закону, как показывают осредненные по широте эмпирические данные В. Х. Буйницкого (1973). Средняя продолжительность жизни айсбергов — около 5 лет. Среднее число накапливающихся за это время айсбергов превышает миллион.

Температура на границе вода—лед независимо от температуры внутри льда и внутри воды равна температуре фазового перехода лед — вода данной солености. При солености океанской воды 35 кг/т температура замерзания — таяния равна  $-1,91$  °С. Из-за роста давления она понижается приблизительно на  $0,074$  °С с увеличением глубины льда на каждые сто метров и становится ниже температуры окружающей воды. Скорость молекулярной передачи тепла в воде значительно выше (примерно втрое), чем скорость молекулярной передачи молекул воды и ионов соли. Это приводит к тому, что у ледяной поверхности могут образоваться два слоя воды, движущиеся один вверх, другой вниз. Вблизи поверхности окажется слой с преобладающим влиянием на плотность опреснения, за ним слой с преобладающим влиянием охлаждения. Первый будет всплывать, второй погружаться. Это одно из проявлений «двойной диффузии».

**Климатические изменения.** Современный ледовый покров океана неустойчив и находится в переходном состоянии между двумя климатически устойчивыми состояниями: полное отсутствие морских льдов или полное покрытие океана льдами. При исчезновении морских льдов (по предсказанию М. И. Будыко, без принятия регулирующих мер по поступлению в атмосферу углекислого газа это может произойти к 2060 г.) зимняя температура в районе Северного полюса повысится приблизительно на  $22$  °С, а летняя — на  $8$  °С.

Непосредственное влияние границы вода—лед ограничено ареалами распространения льда, однако в конечном счете оно простирается на весь Мировой океан и даже выходит за его пределы, охватывая всю биосферу. Непрерывное погружение охлаждающихся и уплотняющихся у полярных ледяных массивов вод приводит в движение колеса большой океанической циркуляции. Поэтому, несмотря на то, что эти районы погружения вод занимают лишь незначительную площадь Мирового океана, их приходится учитывать в моделях глобальной океанической циркуляции. Наиболее активные зоны приледниковой конвекции (в море Уэдделла, у Гренландии и в других местах) занимают незначительные доли процента от площади Мирового океана. Но именно через них осуществляется вентиляция придонных вод всего океана, что обеспечивает пополнение их запасами кислорода. Ежегодное образование холодных и соленых вод в море Уэдделла составляет около  $10$  тыс. км<sup>3</sup> (4 Sv).

За геологическую историю ледовая граница перемещалась в очень широких пределах, изменяя не только систему течений в океане, но и климат и даже облик поверхности нашей планеты. Очевидно, что от ее перемещений зависит экологическая обстановка в океане.

## 2.5. Геосистема береговой зоны океана

Среди природных провинций океана береговая зона занимает особое место. Здесь сосредоточена основная часть и имеет место наибольшая концентрация возобновляемых биологических ресурсов. И по отношению к этим ресурсам человек выступает как консумент высшего порядка. Между тем стоки загрязнений с обширных поверхностей водосборов проходят через береговую зону. Рост производительных сил, появление тысяч веществ с новыми, подчас неизвестными, свойствами, усиление концентрации возрастающего населения и производственных предприятий на побережьях океана вызывают растущую озабоченность природоведов и наиболее дальновидных политиков.

Поверхности и минеральные ресурсы береговой зоны в значительной мере вовлечены в сферу хозяйственного использования. Инженерные мероприятия на берегах критическим образом изменяют условия береговой среды. Воздействие производственной деятельности человека применительно к берегам океана включает многообразные аспекты, связанные с вовлечением в сферу природных процессов огромных объемов веществ, их перемещения в различных направлениях. Оно приводит к многопорядковым изменениям потоков веществ и потоков энергии в природных системах. Эти изменения часто осуществляются постепенно и проходят незамеченными для общественности. Но именно таким образом подготавливаются катастрофы, представляющие собой внезапные ответы системы на плавное изменение внешних условий. Иногда антропогенные изменения береговой среды происходят с критическими скоростями, исключаями приспособительные реакции биосферы.

В связи с этим недостаточен подход, включающий лишь физические параметры береговой зоны океана, — становится необходимостью геоэкологический подход к берегам. С таких более широких позиций рассматривается береговая зона в работах Ю. С. Долотова (1996), П. Ф. Бровко (1990), Г. А. Сафьянова (1978, 1987) — системный подход и культивирование понятия береговой среды, диагностический признак этих и ряда близких им по содержанию работ, касающихся в том числе и прибрежного ландшафтоведения (П. А. Каплин и др., 1991; В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994; К. М. Петров, 1989). Наиболее близко нашему пониманию определение Н. Ф. Реймерса (1990): «Геоэкология — раздел экологии (по другим воззрениям — географии), исследующий экосистемы (геосистемы) высоких иерархических уровней — до биосферы включительно».

Предмет геоэкологии береговой зоны океана — геосистема береговой зоны океана. Под геосистемой береговой зоны океана понимается упорядоченная общность объектов береговой зоны океана, взаимосвязанных обменом массы и энергии, действующих как сложное целое.

### 2.5.1. Природные особенности прибрежно-морской среды

**Границы и физические характеристики береговой зоны океана.** Внешняя граница береговой зоны океана определяется вершиной заплеска прибойного потока, повторяющегося хотя бы однажды в году. Нижняя граница определена действием волновых орбитальных придонных скоростей, способных производить

работу по перемещению наносов и питательных веществ, и связывается с соответствующей обеспеченностью штормовых волн.

Максимальной глубиной проникновения штормовых волн малой обеспеченности можно считать глубину около 100 м, среднемаксимальную, по оценке характеристик донных наносов, — 60 м (Г.А. Сафьянов, 1978), а наиболее часто применяемую в практике прибрежных исследований глубину значимого перемещения наносов — 30 м.

Граница континентов и Мирового океана протянулась на 473 тыс. км (Каго, 1956; Лукьянова, Холодилин, 1975). Более 3/4 берегов расположено в Северном полушарии, в соответствии с асимметрией распределения континентов. Если полагать, что глубина внешней границы береговой зоны океана в целом около 60 м, то площадь береговой зоны океана составляет не менее 15 млн км<sup>2</sup>, т.е. не менее 10 % поверхности земной суши. Из величины поверхности береговой зоны океана следует ее важнейшая географическая роль. Между тем физическая поверхность рельефа подводного берегового склона гораздо больше ее проекции на горизонталь. Так, например, при наличии на дне рифелей (песчаных волн) физическая поверхность дна по сравнению с горизонтальным дном возрастает примерно на 8 %, при наличии развалов глыб и валунов — на десятки процентов, а для поверхности кораллового рифа — на порядок величины и более.

В ходе волнового воздействия на подводный склон, сложенный подвижными наносами, формируется его устойчивый профиль, не изменяющийся при дальнейшем воздействии волн. Стратегия развития рельефа подводного склона состоит в возникновении устойчивой формы при минимальных деформациях профиля, соответствующих максимальной диссипации энергии волн над подводным склоном при минимальной мощности происходящих процессов. Распределение глубин зависимо от мощности источника поступающих в береговую зону наносов (рис. 2.12). При наличии обильного поступления наносов, например из реки или за счет биопродукции, площадь мелководья резко возрастает, а профиль приобретает выпуклую форму. При отсутствии значительных внешних источников наносов форма профиля вогнутая, с нарастающими уклонами в сторону берега.

Важнейшее условие жизни — степень подвижности донных наносов и деформации дна. Наблюдения и расчеты указывают, что максимальные деформации дна происходят на малых глубинах (в основном до 6 м) и на пляжах, а с ростом глубин быстро затухают, не превышая 10—20 см на глубинах 20—30 м.

Вес наносов и обитателей береговой зоны редуцирован под водой действием силы Архимеда, а уклоны подводного склона большинства берегов настолько малы, что составляющая силы тяжести вдоль профиля дна представляется пренебрежимо малой величиной. Таким образом, значительная часть организмов, плотность которых мало отличается от единицы, по существу обитает в условиях

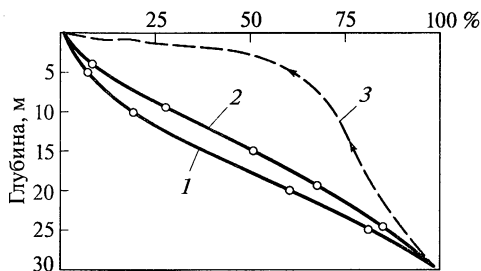


Рис. 2.12. Батиграфические кривые береговой зоны океана до глубины 30 м:

1 — для 14 береговых районов площадью 17,5 тыс. км<sup>2</sup>; 2 — для тех же регионов, исключая приустьевые области (10 тыс. км<sup>2</sup>); 3 — для подводного склона о. Родригес (Индийский океан) площадью 303 км<sup>2</sup>

невесомости, или подводного космоса. Сила тяжести становится существенной лишь при значительном возрастании уклонов или в субэвральная зона на поверхностях пляжей и осушек.

Береговая зона океана в геоморфологическом смысле чаще воспринимается как поверхность дна на малых глубинах. На самом деле береговая зона имеет определенную, но переменную по профилю толщину, образуя некоторое трехмерное пространство. Несомненно, что она — часть контактной зоны океана. Донную контактную зону В. В. Лонгинов (1977. — С. 100) определяет как «зону механического взаимодействия движущихся масс воды и донного материала между собой и с неподвижным дном». Береговая зона представляет собой часть донной контактной зоны океана.

В качестве среды жизни береговая зона океана включает воду над поверхностью подводного берегового склона, самую поверхность дна, а также поровое пространство между частицами наносов, заполненное интерстициальной водой. В среду жизни входят и частицы наносов, поверхность которых часто колонизируется микроорганизмами, во многих случаях представляющих важный пищевой ресурс для биоты. В среду жизни входят и сами сообщества организмов, обитающих здесь.

**Некоторые общие черты баланса наносов береговой зоны океана.** Как следует из рассмотрения составляющих баланса наносов, береговая зона океана должна иметь положительный бюджет.

Наибольшее значение в приходной части баланса наносов имеет сток речных наносов, на порядок величины превышающий любую другую статью. Сопоставимые и значимые величины поступления осадков в береговую зону обеспечивают биогенная седиментация, абразия берегов и дна, химическая седиментация. Остальные статьи баланса наносов, исключая поступление за счет склоновых процессов, имеют региональное значение. Следовательно, при инженерном воздействии на литодинамическую систему береговой зоны наиболее значимы для устойчивости берегов преобразования речного стока (перекрытия рек плотинами, мелиорация и т. п.). Уменьшение прихода наносов за счет биогенной седиментации может происходить за счет загрязнения береговой зоны или иных способов сокращения репродукции живых поставщиков наносов.

Главная составляющая расходной части баланса наносов — потери осадков на аккумуляцию, хотя обоснованных данных о ее величине нет. Можно полагать, что от половины до 80 % стока речных наносов изымается на построение аккумулятивных форм и их частичный выход за пределы береговой зоны. Потери наносов в подводных каньонах следует считать на порядок величины меньшими притока аллювиальных наносов.

Из обзора баланса наносов, а также основных положений динамики береговой зоны (В. В. Лонгинов, 1963; Г. А. Сафьянов, 1996) следует:

1. Поступление и потери наносов обеспечивают постоянное возобновление наносов на значительной части поверхности береговой зоны. Если наносы хотя бы отчасти представляют источник питательных веществ, то их обновление есть механизм поступления пищевых ресурсов.

2. Наличие волнения и течений обеспечивает дифференциацию наносов в пределах глубин береговой зоны океана, приводящую к накоплению гидравлически более крупного материала в верхней части береговой зоны, тогда как гидравлически мелкая часть наносов смещается в нижнюю часть береговой зоны или выходит за ее пределы. Эти механизмы приводят к накоплению в зоне пляжа

и подводных песчаных валов повышенных концентраций тяжелых минералов и к росту разнообразия минерального состава.

3. Концентрация относительно крупных частиц в верхней части береговой зоны, прежде всего в области пляжа, приводит к резкому возрастанию здесь объемов порового пространства, служащего средой для интерстициальных организмов.

4. Приток наносов со стороны суши, а также диссипация энергии волн, приливов и течений в верхней части береговой зоны поддерживают здесь довольно высокие концентрации взвешенных веществ в придонном слое, что резко увеличивает контактные поверхности для взаимодействий веществ с различными свойствами, включая биотические компоненты среды.

5. Высокие скорости седиментации, периодические интенсивные деформации рельефа вызывают необходимость формирования у обитателей береговой среды приспособительных механизмов или функций, позволяющих им адаптироваться к неблагоприятным воздействиям факторов среды, включая перестройку среды в направлении наибольшего благоприятствования ее сообществу.

## 2.5.2. Источники энергии

Основными источниками энергии для процессов, происходящих в береговой зоне океана, являются волнение, приливы, течения, а также приток пресной воды и наносов с континентов.

Одна из первых оценок потока волновой энергии в береговую зону океана (Inman, Brush, 1970) определяет величину диссипации энергии в  $2,5 \cdot 10^{19}$  эрг/с. Она имеет провизорный характер. В дальнейшем на основе режимно-климатических атласов волнения получена величина потока волновой энергии в  $3,1 \cdot 10^{19}$  эрг/с, или  $3,1 \cdot 10^9$  кВт, которая оценивается как минимальная (Г.А. Сафьянов, 1978).

Изменение потоков энергии по широте вдоль тихоокеанских берегов Северной и Южной Америки, а также западных и восточных берегов Атлантического океана представлено на рис. 2.13. Приведенные графики, несмотря на частные различия, характеризуются общими свойствами. Потоки энергии оказываются максимальными для берегов высоких широт, при этом берега Южного полушария получают существенно большую энергию сравнительно с берегами тех же широт Северного полушария. Берега низких широт характеризуются сравнительно небольшими потоками энергии. Резкая граница по величине потоков волновой энергии для тихоокеанских берегов Северной и Южной Америки, а также американских берегов Атлантики проходит около  $30^\circ$  с. и ю. ш. Для восточных берегов Атлантического океана граница резкого изменения потока энергии в Южном полушарии смещается к  $10^\circ$  ю. ш.

Граница между берегами с высокой и низкой энергией может быть проведена по значению, равному  $5 \cdot 10^8$  эрг/см·с. Максимальный уровень энергии, характеризующий приантарктические районы побережий, составляет  $20 \cdot 10^8$  эрг/см·с. Минимальный энергетический уровень, свойственный экваториальным районам, почти на порядок величины меньше максимального потока энергии.

Большая часть энергии волн диссипируется в береговой зоне Тихого океана, которая обладает и наибольшей длиной. Близкие величины диссипации энергии имеют береговые зоны Атлантического и Индийского океанов. Волны приан-



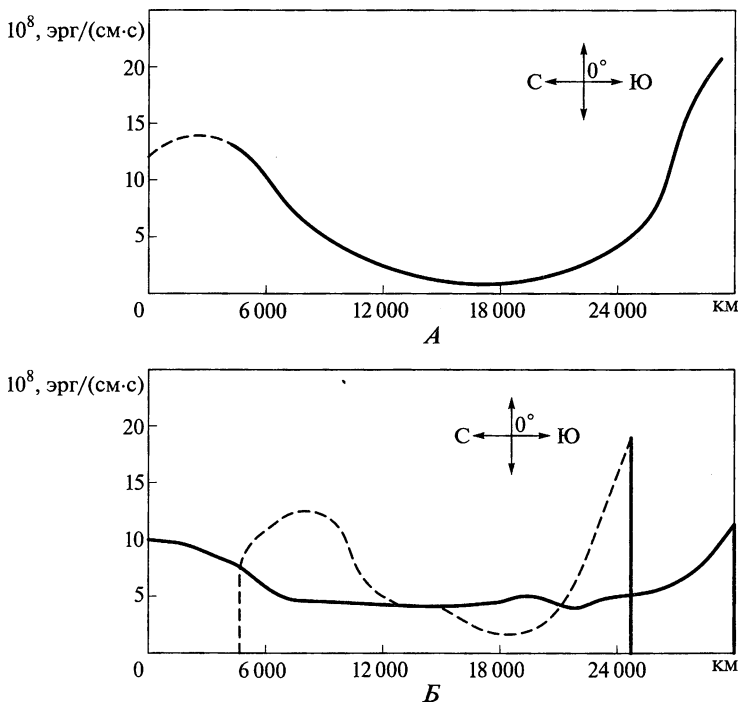


Рис. 2.13. Поток волновой энергии:

*А* — к Тихоокеанским берегам Северной и Южной Америки; *Б* — Атлантического океана к берегам Северной и Южной Америки (сплошная линия), Европы и Африки (пунктирная)

тарктических районов — главный источник энергии и для береговых процессов южных частей смежных океанов.

Второе место по абсолютной величине потока энергии занимает приливная энергия. Расчеты диссипации приливной энергии у побережий привели к значению  $2,7 \cdot 10^{19}$  эрг/с. Основная часть энергии приливов диссипируется на взаимодействие с дном сильных течений в мелководных районах, подобных шельфам Берингова, Охотского морей и шельфу Аргентины. Примерно половина диссипации энергии приливных течений происходит в пяти мелководных морях, охватывающих около 10 % площади шельфа Мирового океана.

Сравнение других источников энергии с ветровыми волнами и приливами указывает на их малую роль в прибрежных водах. Осредненная оценка диссипации энергии цунами — около  $10^5$  кВт, что на четыре порядка величины меньше оценки для волн и приливов (Inman, Brush, 1970). Крупные постоянные океанические течения в мелководных морях диссипируют около  $0,2 \cdot 10^9$  кВт, а все другие источники энергии — внутренние волны, сейши, цунами, краевые волны, сток рек — не превосходят  $0,1 \cdot 10^9$  кВт.

Таким образом, общая диссипация механической энергии волн, приливов и течений в береговой зоне Мирового океана составляет около  $6,1 \cdot 10^9$  кВт. Эта величина представляет собой главный источник энергии литодинамических и рельефообразующих процессов в береговой зоне, а также и механизм переноса кислорода, питательных веществ и метаболитов при осуществлении жизненных функций обитателей береговой среды.

Механизмами диссипации энергии волн служат трение и взаимодействие с дном, фильтрация в осадках придонного слоя. При наличии илистого пластичного и непроницаемого дна большие потери энергии ветровых волн связаны с волновыми колебаниями поверхности ила.

Потери энергии на фильтрацию в толщу осадков сравнительно невелики для песчаного дна, однако резко растут в гравийных и галечных отложениях. Между тем в пределах шельфа Мирового океана (в основном же в пределах береговой зоны) за счет приливов и волнения происходит фильтрация  $95\ 700\ \text{км}^3$  воды в год, что почти в 4 раза превышает объем жидкого стока с поверхности суши (Riedl et al., 1972). Эти вычисления, основанные на наблюдениях по обширному району атлантического шельфа, позволяют и фильтрацию в донные осадки считать важнейшим механизмом диссипации энергии волн и в особенности энергии приливов. Огромное экологическое значение волновой фильтрации воды в пористых осадках состоит в транспортировке питательных веществ и кислорода в толщу отложений.

Существенное расширение понимания роли энергии и ее различных видов содержится в работах Г. Одума (1978). Им даны блестящие примеры конкретных исследований потоков энергии морских экосистем и показано, что в химических и биологических процессах заключено так же много потенциальной энергии, как и в физических процессах океана и атмосферы. Способность биологических и химических процессов осуществлять контроль над физическими процессами может быть значительно большей, чем обычно полагают. Моделирование физических систем без учета влияния мощных накопителей энергии других компонентов экосистемы будет неполным и неверным.

Г. Одум (1978. — С. 150) делает вывод: «Поскольку энергии, заключенные в различных компонентах морской системы, имеют близкие порядки величин, проектирование изменений побережий и эстуариев, которое основывается только на учете физических характеристик, может упустить из виду большинство линий связи, влияющих на общую стоимость и выживаемость системы.

Если выживающая структура зависит от максимизации полностью объединенной энергии системы, то изучение полей характеристик окружающей среды с позиций отдельных наук может вскрыть лишь отдельные механизмы, но не способно привести к пониманию общей схемы структуры и возможности прогнозирования ее поведения».

### **2.5.3. Береговая зона океана как геосистема**

Под географической системой (экосистемой) береговой зоны моря понимается упорядоченная общность объектов береговой зоны моря, взаимосвязанных обменом массы и энергии, действующих как единое целое.

Географическая система береговой зоны океана (геосистема = экосистема = морская система = система) включает вещества (неорганические и органические), энергетические источники (процессы), среду существования (климатические, гидрологические, литодинамические, геоморфологические условия, ионные соотношения, температурный, газовый режим и т. п.) и сообщества.

Интенсивность процессов, регулирующих обмен, определяется их энергией. Среди них важную роль играют гидрогенные процессы (волнение, приливы, тече-

ния), материковый сток, процессы теплообмена, фазовые, химические, биогенные процессы. Колебания поступления энергии от различных источников формируют многолетние, сезонные, суточные и другие циклы изменения параметров среды существования.

Вместе с тем геоморфологические и литологические условия являются граничными для действия процессов со сравнительно малым периодом. Они могут также играть роль накопителей энергии. Следует особо подчеркнуть, что к неживым компонентам системы должен быть добавлен рельеф. Необходимость такого дополнения особенно очевидна при рассмотрении системы эстуария — морской системы, имеющей твердые границы.

На рис. 2.14 показана упрощенная схема поступления энергии от основных источников в морскую систему, границы которой указаны в виде прямоугольника. На схеме использована энергетическая терминология, разработанная Г. Одумом (1978).

Полукруглые резервы с конической крышкой отражают фонды энергии и вещества. Обратим внимание на то обстоятельство, что наряду с видами энергии и фондами веществ имеется фонд «формы рельефа». Влияние рельефа, будучи связанным с внешними воздействиями, становится в поле силы тяжести источником энергии или ее накопителем, если оно осуществляется внутри системы. Значок в виде полукружности и вложенных друг в друга пуль означает выживающую структуру. Она соединена стрелками — связями с источниками энергии и веществ. Стрелки обратного направления (от структуры к фондам энергии и веществ) указывают на существование обратной связи, которая наилучшим образом обеспечивает поддержание дополнительного ввода энергии в систему и более эффективное ее использование. Эта схема позволяет понять, как формируется стоимость продукции системы. Энергия предстает перед нами как экологическая валюта.

Одним из важнейших источников энергии системы является лучистая энергия солнца. Но она также использует дополнительные источники энергии. Среди них наибольшее значение имеют приливы, волны, речной сток, ветер. Кроме того, вследствие притока из других систем может поступать тепло, вещества и химическая потенциальная энергия.

Для максимального использования лучистой энергии солнца система эстуария обладает набором практически всех продуцентов, которые снабжают энергией наш мир — высших растений маршей, водорослей, фитопланктона и фитобентоса. Эффективность использования солнечной энергии по итоговой вторичной продукции, поступающей с марша, составляет 0,6 % от величины притока солнечной энергии. Эта величина на порядок превышает коэффициент использования солнечной энергии для океана (0,05 %) и несколько больше, чем средняя величина использования солнечной энергии для суши (около 0,5 %).

Из модели геосистемы можно увидеть, что кинетическая энергия участвует в переносе питательных веществ от консументов к продуцентам. Неудивительно поэтому, что установлена статистически значимая положительная корреляция для урожая спарты алтернифлора — преобладающего растения маршей атлантического побережья США и высоты приливов (в диапазоне от 0,7 до 2,3 м). Из этой зависимости следует, что любое преобразование рельефа дна эстуария, изменяющее высоту прилива или трассы действия приливных течений, самым непосредственным образом отразится на продуктивности системы береговой зоны океана.

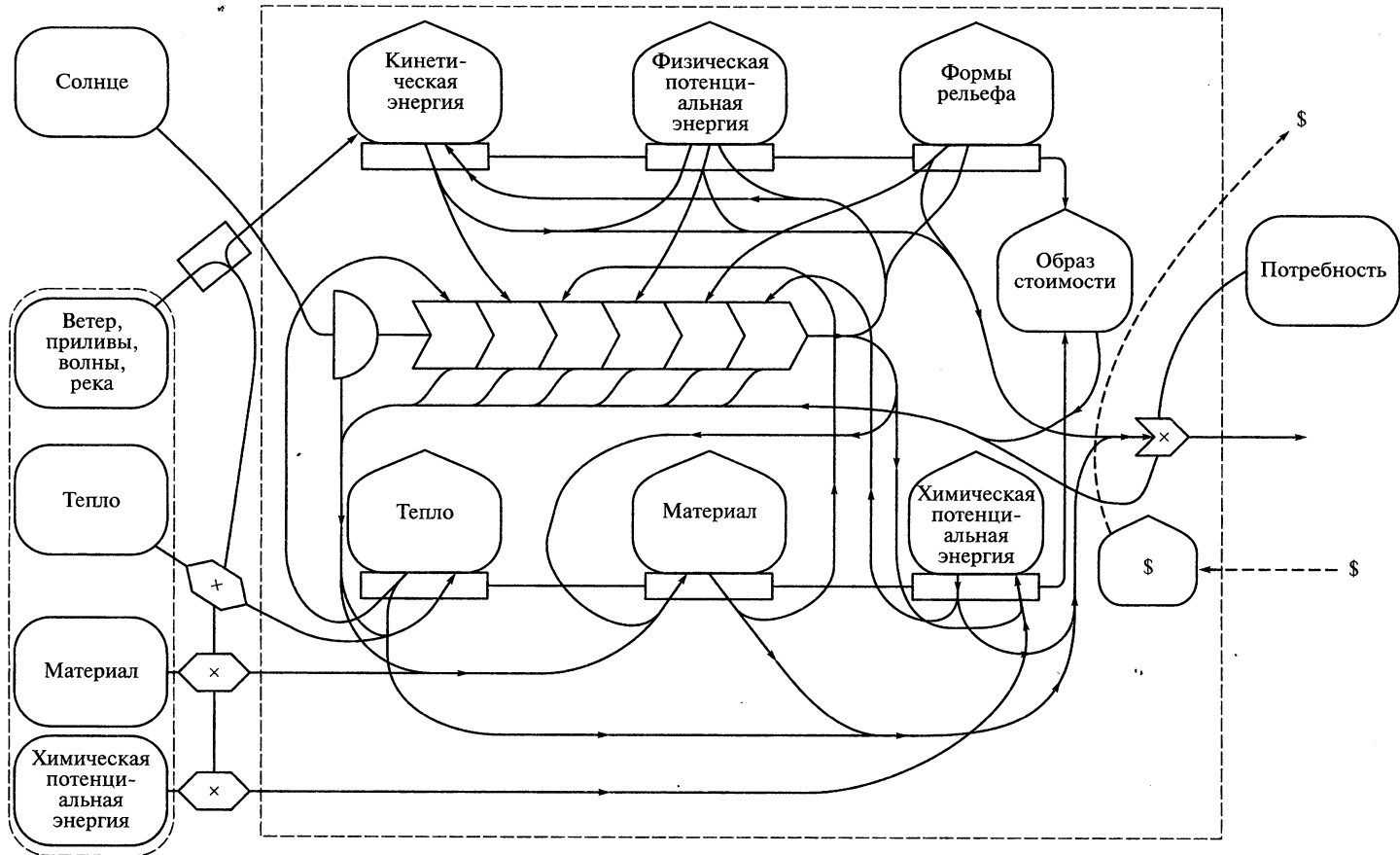


Рис. 2.14. Блоковая форма выживающих систем, полученная из принципа Лотки максимизации энергии с обратной связью для сохраняющейся информации, структуры и фондов (Odum, 1967).

Выделены физическая, химическая, биологическая, геоморфологическая и экономическая секции. Стоимость образуется в человеческих взаимоотношениях в виде суммы скоростей изменений всех накопителей энергии

Приток пресной воды в эстуарии, лагуны и на открытое побережье сопровождается возникновением градиента концентрации солей, появлением течений и ряда литодинамических последствий. Кроме того, пресная вода как растворитель обладает значительной потенциальной энергией, и качество этой энергии в три раза выше качества энергии ископаемого топлива. Приток пресной воды управляет экологическими процессами в зоне смешения вод и, в частности, предопределяет высокую биопродуктивность отдельных экосистем. Исследование урожая рыб на единицу площади 20 лагун трех штатов карибского побережья Мексики обнаруживает тесную связь с объемом притока речных вод (Deegan et al., 1986). На билогарифмической шкале зависимость имеет линейный характер с высоким коэффициентом корреляции — 0,982 (рис. 2.15).

Фотосинтез растений, прямо зависящий от интенсивности солнечного света, обнаруживает сильную зависимость от глубины — важнейшего геоморфологического параметра водных экосистем. Она близка к экспоненциальному распределению. На берегах Гебридских островов для популяции ламинарии урожай на корню на глубинах от 4 до 24 м уменьшился примерно в 30 раз.

Важная роль микроорганизмов в прибрежных водах отмечена многими исследователями, а Ю. Одум (1975) считает микробиальную компоненту наиболее существенным предметом в исследовании эстуариев. Среди разнообразных функций микроорганизмов необходимо отметить контроль ими химической среды эстуариев, главную роль в минерализации органического вещества, важнейшую трофическую роль.

Пограничный слой воды и осадков — зона наиболее концентрированного распределения микроорганизмов. В лабораторных условиях образцы морской воды инкубировались 5 дней при температуре 16 °С в стеклянных сосудах с различной площадью твердой поверхности (Zobell, Allen, 1935). Поразительно, что 40-кратное

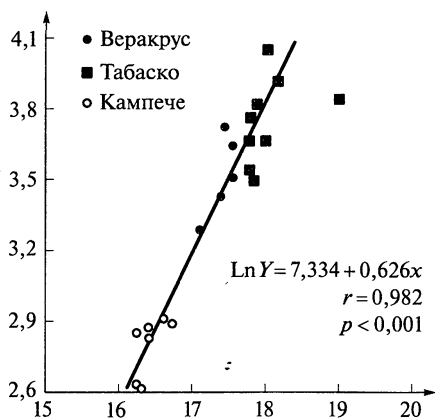


Рис. 2.15. Линейная логарифмическая регрессия между урожаем рыбы (т) на 1 км<sup>2</sup> акватории лагуны или эстуария (по вертикали) и средним речным стоком (по горизонтали). Различные значки соответствуют территориям штатов Веракрус, Табаско и Кампече (из Deegan et al., 1986)

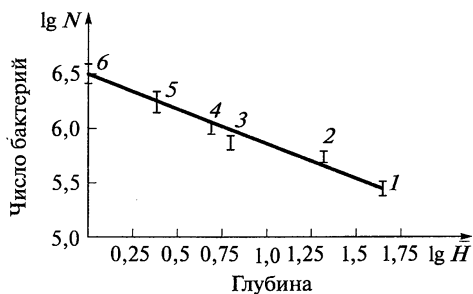


Рис. 2.16. Соотношение между числом бактерий (по вертикали) и глубиной (по горизонтали):

1 — 6 — отдельные эксперименты

увеличение площади смоченной твердой поверхности на единицу объема сопровождалось 10-кратным увеличением числа бактерий. Экспериментальные данные представлены на логарифмической шкале (рис. 2.16), и численность бактерий оказалась обратно пропорциональной средней глубине. Эти данные указывают на фундаментальную и далеко нетривиальную роль геоморфологических условий в бактериальных процессах.

На рис. 2.17 показана зависимость урожая рыб, выраженная в кг/га в год, от средней глубины бассейна. На логарифмической шкале она выражается прямой линией. Первая точка соответствует океану в целом, промежуточные — морям с условиями, близкими к эстуарийным (Черное, Каспий, Северное), остальные — эстуариям различных районов мира, последняя точка с максимальной продуктивностью около 1000 кг/га характеризует физически предельную величину урожая рыб в тамбаках (искусственных прудах — миниэстуариях) Индонезии.

Еще большее биопродукционное значение имеет рельеф дна для бентоса. Интенсификация процессов обмена при увеличении поверхности границ вода — дно служит средством увеличения продуктивности.

Зависимость биомассы донной фауны от глубины показана статистической обработкой картометрических материалов (Т. С. Лукьянова, 1974, 1978). В частности, для шельфа Тихого океана коэффициент корреляции биомассы бентоса и глубины имел весьма высокое значение — 0,923. Нами предпринята попытка анализа зависимости некоторых важных биопродукционных показателей донных животных от глубины на основе данных многолетних исследований биоценозов губы Чупа Белого моря (А. М. Голикова и др., 1985). Исследования охватывали литораль и подводный склон до глубин 62—65 м. В этом районе также выявляется зависимость биопродукционных показателей от глубины (рис. 2.18). Некоторые

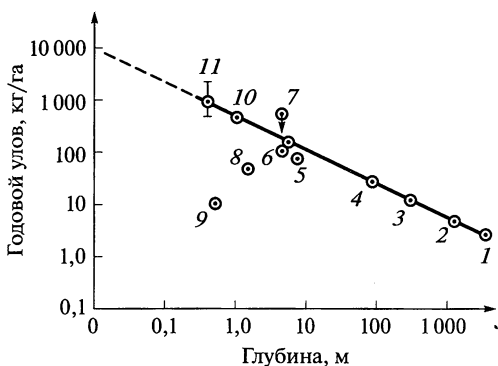


Рис. 2.17. Связь урожая рыбы по величине годового улова с соотношением объема эстуариев и солоноводных морей к площади их акваторий, т.е. с их средней глубиной:

1 — Мировой океан; 2 — Черное море; 3 — Каспийское море; 4 — Северное море; 5 — Азовское море; 6 — Чесапикский залив; 7 — лагуна Эбрие; 8 — Северный Сиваш; 9 — лагуна Матре; 10 — эстуарий Себин-Лайк; 11 — тамбаки Индонезии



Рис. 2.18. Соотношение между полной продукцией (по вертикали) и локальной глубиной (по горизонтали) для биоценозов губы Чупа (Белое море) по экспериментальным данным (из А. М. Голикова и др., 1985):

1 — 13 — измерения на различных глубинах

отклонения экспериментальных точек в области малых глубин объясняются стрессовыми условиями вблизи уреза из-за сезонного наличия ледового покрова.

Хотя физическая среда определяет скорость изменения и часто устанавливает пределы, достигаемые сообществом в процессе развития, в ходе развития сообщество меняет физические характеристики среды, среда контролируется сообществом (Odum, 1967). В итоге развития формируется стабилизированная система, в которой на единицу поступающей энергии обеспечивается максимальная биомасса (или высокое содержание информации) и наибольшее число связей между организмами. Максимизация потребления энергии зависит от условий системы. Если физическая среда не экстремально резко изменяет свои параметры, если довольно велик поток энергии, если он превышает цену существования («прожиточный минимум»), а генетическая информация оказывается пригодной, остающиеся потоки энергии могут быть использованы для создания системы комплексного взаимодействия между организмами, существенно специализированными по их функциям, поведению, окраске, форме и т.д. Если система развивается в условиях длительного постоянства физических условий, она достигает фантастического разнообразия, которым характеризуется, например, экосистема коралловых рифов.

Повышение уровня разнообразия улучшает использование энергии. Движущая сила такого изменения системы — увеличение эффективности ее работы в целях конкуренции с другими альтернативными системами.

Признаком развития и жизнеспособности системы является эффективное использование всех элементов структуры на пополнение энергии, поддержание энергетического базиса.

Видовое разнообразие становится признаком структурной сложности системы, а также показателем соотношений энергетических затрат на поддержание жизни и на комплексную организацию. В сообществах, находящихся в условиях стрессовых ситуаций, вызванных резкими колебаниями характеристик среды обитания, разнообразие видов обычно бывает невысоким. Примером могут служить сообщества бореальных эстуариев. Суровые условия среды вызваны не только ледовым режимом или чрезмерно низкими температурами. В некоторых заливах Техаса (США) они обусловлены резкими колебаниями суточных температур (перегревом), дефицитом кислорода, неблагоприятными ионными соотношениями или высокой соленостью вод. Уменьшение видового разнообразия может быть вызвано антропогенным загрязнением.

Теоретической основой для проведения антропогенных преобразований в береговой зоне моря в настоящее время служит представление о зависимости баланса наносов в ее пределах от соотношения интенсивности их поступления и потерь, т.е. от чисто физических явлений, связанных с переносом твердого вещества. Такой подход, будучи верным по существу, уже не отвечает уровню современных знаний о взаимодействии компонентов географической системы береговой зоны моря. Особенно наглядно его ограниченность проявляется при попытках решения, например, берегоукрепительных проблем на берегах с доминированием внутрисистемного (биогенного) питания наносами.

Единственным средством избежать в будущем значительных и неэффективных затрат является переход к новой концепции преобразовательской деятельности человека на берегах, принципиальной основой которой должно быть отношение к береговой зоне моря как к сфере многоцелевого использования, а в центре внимания должна находиться геосистема береговой зоны моря, организованная

в интересах максимального использования энергии, поступающей из многих источников. Именно интересы природной системы, а не узкопонимаемые «интересы человека» должны быть поставлены в основу новой концепции взаимодействия человека с береговой средой океана.

## 2.6. Взвеси и жизнь в океане

**Минеральная и живая взвесь.** Основную массу взвеси в океане составляет оседающая минеральная взвесь, за ней идет всплывающая к поверхности мертвая органика и микроскопические пузырьки газа. Активной взвесью можно назвать живые водные организмы — планктонты (блуждающие) и нектонты (плавающие). Многие планктонты могут менять направление движения и совершать значительные вертикальные миграции путем сжатия или расширения своих тел. Называние живых вкраплений в водную стихию активной взвесью согласуется с представлением о том, что вода океана, как и почва суши, является биокосным телом, состоящим из минерального и живого вещества.

Минеральная и живая взвесь влияет на физические и химические свойства водной среды: цвет, прозрачность, проницаемость радиации, молекулярную вязкость, гидростатическое давление, рассеивание звука, гашение турбулентности минеральной взвесью и генерацию биотурбулентности активной взвесью, деструкцию органики бактериопланктоном, поглощение биогенных соединений — кремния, фосфора, азота, углерода, железа и выделение их.

Суммарная масса минеральной взвеси считается близкой к 1 350 млрд т, или 3 700 т на 1 км<sup>2</sup> поверхности океана. Средняя концентрация взвеси: 1 г на 1 м<sup>3</sup> воды. Среднее время обновления минеральной взвеси: 80—100 лет. Столь длительный срок связан с преобладанием в составе взвеси очень мелких и медленно оседающих частиц. Средние размеры взвешенных частиц всех категорий колеблются в пределах  $(2—17) \cdot 10^{-6}$  м. Эти размеры меньше порога видимости невооруженным глазом —  $5 \cdot 10^{-5}$  м.

Мгновенная масса взвешенного живого вещества оценивается величиной кислорода, выделяемого фитопланктоном, и составляет примерно 25 млрд т, что в 50 с лишним раз меньше количества минеральной взвеси. Живая взвесь накапливается меньше чем за 5 лет и состоит в основном из планктона и бактерий. Ее дополняют донные популяции животных и растений, более 10 и около 2 млрд т.

**Особенности морской биоты.** Первое различие морского и наземного живого мира состоит в том, что на суше растительная масса превосходит массу животных приблизительно в тысячу раз, а в океане суммарное количество растительной массы существенно меньше, чем животной. Масса фитопланктона в открытом океане меньше, чем зоопланктона, и поддерживает его существование за счет очень быстрого воспроизводства. Время удвоения биомассы фитопланктона меняется от одних до четырех суток в зависимости от обеспеченности питательными солями (Т. Р. Парсонс и др., 1982).

По В. Г. Богорову (1974), масса океанского зоопланктона превосходит массу фитопланктона примерно в 15 раз. Позднее было замечено, что в условиях быстрых изменений температуры и освещенности среды биомасса фитопланктона превышает биомассу животного планктона. Так происходит в основных житницах океана — апвеллингах при подъеме глубинных вод в зону освещения и прогрева



Таблица 2.2. Глобальная годовая рыбодобыча и продукция аквакультуры (2002—2006 гг.)

Добыча и продукция аквакультуры	2002	2003	2004	2005	2006
<i>Море</i>					
Добыча, млн т	84,5	81,5	85,7	84,5	81,9
Аквакультура	16,4	17,2	18,1	18,9	20,1
Сумма	100,9	98,7	103,8	103,4	102,0
<i>Суша</i>					
Добыча, млн т	8,7	9,0	8,9	9,7	10,1
Аквакультура	24,0	25,5	27,8	29,6	31,6
Сумма	32,7	34,4	36,7	39,3	41,7

воды, а также при весенней вспышке фитопланктона в океане и морях. Это обстоятельство связано с быстрой динамикой роста фитопланктонных сообществ и относительной инертностью зоопланктонной массы. По оценкам, приводимым В. И. Саусканом (1996), средняя биомасса фитопланктона равна 10—12 млрд т, а зоопланктона и криля — 6—8 млрд т. Суммарная масса всех потребителей органики — *консументов* — составляет в океане 24 млрд т, что в 1,7 раза превышает мгновенную биомассу производителей первичной продукции — *продуцентов*, равную примерно 14 млрд т.

Вторая особенность планктонных растений океана заключается в том, что у них преобладают микроскопические невидимые глазом одноклеточные организмы. Как пишут М. и Е. Гросс (1996), нанопланктон диаметром 2—20 мкм и еще меньший ультрапланктон — доминирующие продуценты и потребители органического вещества в океане. Существует примерное равенство органической материи во всех размерных группах живых организмов от бактерий до китов. В трех наиболее многочисленных группах фитопланктона — коккофориды, диатомовые и перидинеи: первые имеют размеры  $2 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-5}$  м, у вторых преобладает размер  $2,5 \cdot 10^{-5}$  м, у третьих —  $10^{-6}$ — $10^{-3}$  м. В 1 мм<sup>3</sup> меловой породы умещается 5,5 млн известковых скелетов коккофорид.

В некоторых случаях клетки фитопланктона образуют колонии, что облегчает их поедание рыбой. Наиболее известный пример — откорм перуанского анчоуса на колониях диатомовых водорослей. В целом питание рыб фитопланктоном имеет второстепенное значение и случается у немногих пород. Третья особенность фитопланктона — способность морских растений к ограниченному движению. И коккофориды, и перидинеи (динофлагелляты) имеют подвижные жгутики.

**Морской промысел.** Основа морского промысла — нектон, группа организмов, включающая всех рыб, кальмаров, морских черепах, ластоногих и китообразных, а также криль (относимый к микронектону). В нектон зачисляют и пингвинов. Общая биомасса нектона 4—4,5 млрд т, в том числе 2,2 млрд т рыб, 1,5 млрд т криля и 0,3 млрд т кальмаров.

В табл. 2.2 показана сравнительная динамика добычи нектона и продукции аквакультуры в водах океана и суши по отчету Продовольственной и сельскохозяйственной организации Объединенных Наций (FAO Newsroom, Rom, 2009).

В уловах рыбы, по данным В. И. Саускан (1996), на первом месте стоят сельдевые (20 %), на втором — ставридовые (14 %), на третьем — тресковые (13 %), на четвертом — анчоусовые (10 %). На Тихий океан приходится более 60 % добычи, Атлантический — меньше 30 %, Индийский — меньше 10 %.

**Пограничные сгущения жизни.** Основная пространственная закономерность распределения морской жизни это подмеченное В. И. Вернадским (1926) тяготение сгущений жизни к граничным поверхностям: по вертикали с атмосферой и дном, по горизонтали с берегом, названное великим естествоиспытателем внутриокеанское «саргассовое скопление», предположительно связанное с границей водных масс, фронтом. Остальное пространство содержит жизнь рассеянную. В. И. Саускан приводит такое сравнение: площадь океана около 71 % площади планеты, а площадь сельхозугодий около 9 %, океан дает немного больше 1 % используемой человеком пищи, а сельхозугодия — остальные 99 %.

Карты горизонтального распределения жизни ясно и наглядно подтверждают выводы Вернадского относительно концентрации биомассы у берегов океана. Высокопродуктивные районы занимают менее 20 % акватории. Биомасса фито-, зоопланктона, бентоса и рыб максимальна в шельфовых зонах, примыкающих к берегам. Фитобентос занимает прибрежную полосу площадью в 1 % от площади океана, зообентос — 6-8 %, площадь основных рыбопромысловых районов — 2 % всей акватории океана (В. И. Саускан, 1996). Оценка распределения первичной и рыбопродукции по биотопам океана за 1993 г. дана М. и Е. Гросс (1996) (табл. 2.3).

Приведенные в таблице цифры значительно отличаются от классических представлений. Сравнивая их, надо иметь в виду изменения, внесенные регулированием промысла введением экономических зон прибрежных государств, усовершенствование орудий лова и драматические переломы рыбопродуктов, подорвавшие доступные места промысла.

**Вертикальное распределение жизни.** Подробности вертикального распределения жизни, чрезвычайно важные и неожиданные, стали понятны только во второй половине прошлого столетия, когда произошло открытие поверхностного микрослоя воды как особого биотопа океана (А. И. Савилов, 1956; Ю. П. Зайцев, 1957). Биологическая поверхностная система (нейсталь) состоит из водной (гипонейсталь) и воздушной (эпинеисталь) частей. Обитатели последней — водо-

Таблица 2.3. Продукция по биотопам океана

Район	Площадь Мирового океана, %	Первичная продукция		Рыбопродукция	
		млн т	%	млн т	%
Эстуарии	0,5	640	3	60	5
Апвеллинги	1,4	1 120	5	116	9
Шельф	6,4	3 730	15	356	26
Открытый океан	91,7	18 920	77	817	60
Сумма	100,0	24 410	100	1 359	100

мерки — бегают по пленке поверхностного натяжения и встречаются в тысячах километров от берега. Группа организмов, частью своего тела находящаяся в воде, а частью в воздухе, носит название «плейстон». Сюда входит физалия, имеющая плавательный пузырь размером до 30 см и весящие ядовитые щупальца длиной до 6 м. Тропические штормы выбрасывают на пляжи сотни этих животных.

Наибольшее значение, особый состав и структуру имеет гипонейсталь — первый трофический уровень. За ее нижнюю границу принимается горизонт 5 см. Несмотря на малый вертикальный размер, этот биотоп по экологическому своеобразие и значению для общей биологии моря начинают ставить в один ряд с двумя другими главными биотопами морской среды — пелагиалью (толщей вод) и бенталью (тонкими слоями воды и грунта, примыкающими ко дну).

В гипонейстали, как правило, концентрация фитопланктона значительно меньше, чем на горизонтах 10—15 м. Основу трофической пирамиды ее биоценоза составляют бактерии, концентрация которых в поверхностном микрослое намного выше, чем во внутренних водах. Сапрофитные бактерии потребляют разлагающее вещество, поток которого поступает к поверхности на оболочках воздушных пузырьков и при всплывании остатков отмерших организмов.

Морская пена — это сгусток растворенного, коллоидного и взвешенного органического вещества, насыщенный пузырьками воздуха. При отсутствии регулирующей деятельности сапрофитов, потребляющих органику и возвращающих ее по пищевой цепи в морские глубины, поверхность океана, видимо, стала бы непригодной для жизни в результате гниения неживого органического вещества. Концентрация бактерий в поверхностной пленке может быть в 100 раз и более выше, чем на удалении от нее. Абсолютная численность колоний бактерий в 1 см<sup>3</sup> морской пены превышает 10 тысяч. Число же отдельных организмов — десятки миллионов.

Второй трофический уровень экологической пирамиды в поверхностном микрослое составляют потребители бактерий и других мельчайших гетеротрофов, а также водорослей. Это мелкие формы зоопланктона и личинки моллюсков, ракообразных и рыб (ставриды, кефали, хамсы, камбалы, сайры, сельди, анчоусов и летучих рыб). Концентрация личинок (даже бентосных видов) у поверхности очень велика. При одном из отборов проб в Азовском море концентрация личинок крабов составила в слое 0—5 см 18 603 личинки в 1 м<sup>3</sup>, в слое 5—25 см — 63 личинки, в слое 25—45 см — 30 личинок.

Третий трофический уровень составляют более крупные формы зоопланктона и мальки рыб. Четвертый уровень включает рыб, млекопитающих и птиц. В желудках скумбрии, ставриды, тунца и дельфинов обнаруживают большие количества типично нейстонных организмов (в желудках дельфина-белобочки — по несколько килограммов). Одними из истребителей молоди рыб, населяющей гипонейсталь, считаются физалия и парусник, поражающие мальков ядом стрекочущих клеток. Сами физалии могут служить пищей морским черепахам и марлину, парусник — луне-рыбе. Большое количество морских птиц существует исключительно за счет населения гипонейстали. Среди них особым приспособлением для срезания поверхностной пленки выделяются водорезы — крупные птицы с размахом крыльев более 1 м. Нижняя часть клюва водореза значительно длиннее верхней и бывает при полете погружена в тонкий поверхностный слой воды.

Концентрация мелких форм зоопланктона убывает в глубину по экспоненциальному закону. Крупный зоопланктон может образовывать скопления на глубинах

до 2 км, что связано с погружением продуктивных поверхностных вод (Д. Е. Гершанович, А. А. Елизаров, В. В. Сапожников. Биопродуктивность океана, 1990).

Новую вспышку биомассы дает приближение ко дну, где происходит аккумуляция вертикального потока органического вещества и развивается взаимодействие на границе аэробного и анаэробного мира. Местами эта подвижная граница поднимается на многие сотни метров от дна.

Между биологической структурой поверхности океана и дна имеется аналогия: животные организмы бентоса делятся на эпифауну, обитающую поверх грунта, и инфауну — живущую в грунте. Имеется и промежуточная группа, использующая обе среды обитания. Аналогия распространяется на многие черты функционирования пограничных биоценозов и структуру их пищевых цепей.

**Антропогенная твердая граница.** Наряду с традиционными структурными подразделениями зон жизни в океане биологи стали выделять антропаль — зоны влияния на жизнь твердых границ раздела, возведенных человеком в океане (поверхности возможных сооружений, подводные обшивки кораблей и т. п.) (О. Г. Резниченко и др., 1976). Это единственный вид поверхности раздела в океане, площадь которой непрерывно и все большими темпами возрастает. Уже сейчас она превышает 2 000 км<sup>2</sup> и сопоставима с площадью литоральной полосы. На ней сконцентрировано более 6 млн т биомассы, что равно годовому мировому улову морских организмов, не считая рыб. За один год на одном квадратном метре дна кораблей расселяется колония организмов, биомасса которой может достигать нескольких десятков килограммов.

## 2.7. Поля загрязнений и скин-прилив

При изучении загрязнений в Мировом океане была открыта закономерность — места вероятной концентрации загрязнений совпадают с местами максимальной концентрации жизни (С. А. Патин, 1979). Затем обнаружилось, что и те и другие концентрации тяготеют к граничным поверхностям океана. Больше всего их притягивают границы воды с атмосферой и дном, места пересечения этих границ и их сочетания с другими природными границами. Берег океана — это двойная граница, пересечение свободной поверхности океана и поверхности дна. Устья и эстуарии — тройная граница между сушей и двумя водными массами. В речных водах и береговой зоне обильно присутствует мощный накопитель и переносчик загрязнений — минеральная и живая взвесь, образующая дисперсную граничную поверхность по суммарной площади, превосходящую все остальные. Слои горизонтальных скачков солености вызывают лавинное выпадение в осадок речной взвеси, а горизонтальные скачки плотности задерживают и накапливают оседающую взвесь. Граница вода — лед служит главным накопителем загрязнений в Арктике и главным каналом выноса загрязнений вместе с дрейфующими льдами (В. В. Измайлов, 1985).

Одно из свойств поверхности океана заключается в абсорбции ее пограничным микрослоем загрязнений не только путем оседания из атмосферы, но и менее изученным путем извлечения из толщи воды. В значительной мере это может происходить при всплывании частиц отмершей органики и бесчисленных микроскопических пузырьков газов, выделяемых водной массой при увеличении ее температуры и уменьшении давления, фотосинтезе, процессах разложения,

метаболизма и обрушения волн. Граничная поверхность пузырька газа — такой же адсорбент, как и поверхность океана. На явлении флотации (англ. — *всплывание*) пузырьков воздуха основан промышленный способ выделения веществ из водной среды.

Не зная в точности всех путей поступления растворенных примесей на поверхность океана, можно оценить результаты этого процесса. Они измеряются коэффициентами накопления загрязнителей в поверхностном микрослое. Коэффициент накопления ( $K_n$ ) равен отношению концентрации вещества на поверхности (слой менее 1 мм) к средней концентрации в слое 0—1 м. Эти коэффициенты, по данным С. А. Патины, А. И. Симонова и В. И. Михайлова, равны: для ДДТ — от 5 до 30, для нефтепродуктов — от 50 до 100, для ртути могут превышать 500, для свинца — 2 000.

Полные сводные таблицы средних коэффициентов накопления собраны В. С. Савенко (1990). Для ртути по сеточному пробоотборнику, когда снимается пленка толщиной около 0,2 мм, удерживаемая силой поверхностного натяжения, среднее значение коэффициента равно 60. Разброс средних значений  $K_n$  для разных районов океана очень большой. Особенно велики коэффициенты накопления для пены на поверхности моря. Так, для ртути в пене прибрежных вод приводится значение коэффициента накопления 6 300 (бухта Делавер, США). Для хлорорганических пестицидов (ДДТ и др.) среднее значение  $K_n$  в сликах прибрежных вод Майами и Флоридского пролива больше 3 000.  $K_n$  для свинца в обычных условиях равен нескольким единицам, но в опытах с внесением в воду аэрозолей превысил 5 400.

Пороговые концентрации нефтепродуктов, т. е. такие, которые снижают до 50 % биологические показатели жизнедеятельности в опытах, соизмеримых по длительности с жизненным циклом организма, прямо пропорциональны, по С. А. Патину (1979), размерам организмов. Современный уровень загрязнений поверхности должен оказывать существенное отрицательное воздействие на экосистемы, учитывая, что в поверхностном микрослое обитает главным образом молодь гидробионтов, наиболее чувствительная к токсическим воздействиям.

По экспедиционным исследованиям судов гидрометслужбы среднее содержание нефтяных углеводородов в поверхностной пленке составило для вод шельфа 3,1 мг/л, центральной части океана — 1,7 мг/л. Период полураспада нефти в морской воде зависит от температуры и составляет 7 суток при 25—30 °С, 20 суток при 18—20° и 1,5 месяца при 0—10°. Среднее пребывание нефтяного выброса в поверхностном микрослое продолжается от 1 до 5 месяцев. Средний коэффициент накопления в поверхностном микрослое синтетических поверхностно-активных веществ (детергентов) составил 24, а средняя абсолютная концентрация 0,820 мг/л, что превышает пороговое значение для некоторых водорослей почти на порядок. Обильно концентрирует загрязнения антропогенная граница, созданная деятельностью человека, и само его присутствие на берегу океана и в его водах.

**Прибрежная циркуляция.** Общие черты прибрежной динамики связаны с трансформацией и разрушением подходящих к берегу волн. При этом энергия орбитального движения частиц воды переходит в энергию поступательного движения течений. Возникают быстрые и опасные для пловцов и лодок вдольбереговые волновые течения, идущие между берегом и параллельным берегу подводным валом, созданным волновым наносом песчаного грунта. Волновые течения по ходу движения переполняются поступлением новых порций воды от набегающих

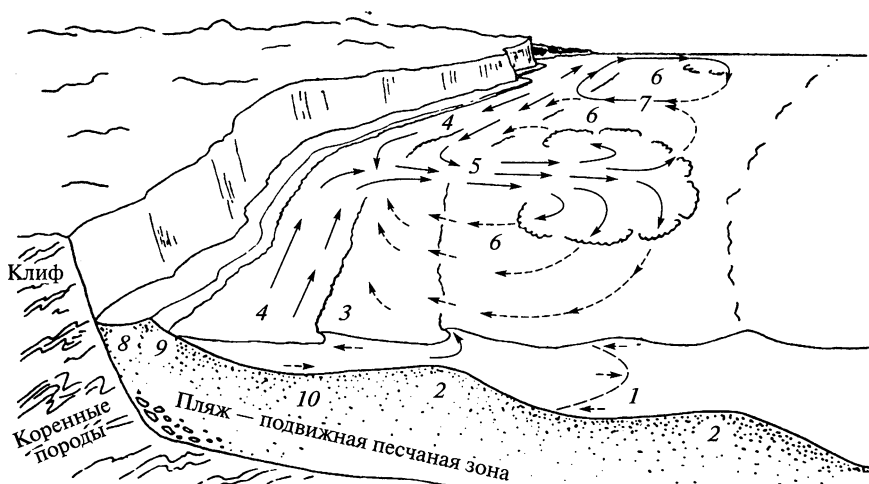


Рис. 2.19. Подвижные структуры прибрежной зоны:

1 — волновой перенос воды и взвеси; 2 — подводный рельеф с вдольбереговыми валами; 3 — прибой и солитоны; 4 — вдольбереговое волновое течение; 5 — разрывное течение; 6 — прибрежные циркуляционные ячейки; 7 — набегающее течение на границе ячеек; 8 — пляж; 9 — фронт пляжа — полоса наката; 10 — прогиб дна и возвратный поток

волн и разрежаются выбросом воды от берега в виде разрывного течения. Эти два главных элемента прибрежной динамики питают энергию сложную картину прибрежной циркуляции (рис. 2.19).

**Скин-прилив.** Океан обладает свойством возвращать человеку на берег загрязнения, сбрасываемые в него в прибрежной зоне и накапливающиеся в поверхностном микрослое, что важно знать и учитывать. Это явление называется *скин-приливом* (В. Л. Лебедев, 2004).

Скин-прилив — квазипериодический прилив воды поверхностного микрослоя к берегу. Название произведено от термина «скин-слои», которым в океанологии обозначают поверхностный микрослой воды. Интерес к скин-приливу связан с особыми свойствами поверхностного микрослоя. Одно из них — аккумуляция загрязнений, другое — участие в переносе воды волнами, всегда присутствующими у океанских берегов и всегда направленными к берегу.

Волновой перенос — главный механизм, осуществляющий скин-прилив. По нелинейной теории волн волновые орбиты частиц воды, как у ветровых волн, так и у волн зыби, не замкнуты. Это вызывает волновой перенос воды в сторону распространения волн. Перенос затухает с глубиной значительно быстрее других характеристик волны. Множитель затухания выражается экспонентой и равен возведенному в квадрат множителю затухания других характеристик волны. Это видно из формулы Стокса для скорости волнового переноса на глубокой воде:

$$w = a^2 \omega k \exp(-2kz),$$

где  $w$  — скорость поступательного движения воды при волнении;  $a$  — амплитуда волны;  $\omega = 2\pi/\tau$  — частота;  $\tau$  — период;  $k = 2\pi/\lambda$  — волновое число;  $\lambda$  — длина волны;  $z$  — расстояние от поверхности моря.

На мелководье формула дополняется множителем  $A$ , который увеличивается от 1,0 до 2,1 при уменьшении относительной глубины ( $H/\lambda$ ) от 0,3 до 0,1, где  $H$  — глубина моря.

Движение волн и волнового перенос в прибрежной зоне рефракции направлены к берегу. Образно можно сказать, что берег притягивает волны, искривляя волновые лучи в сторону мелководья (рефракция и захват волн). Вместе с волнами происходит притяжение к берегу и поверхностной пленки, аккумулирующей загрязнения.

Расчет рефракции волн принято начинать с глубины, равной: для одной волны — половине ее длины, а для ансамбля волн — 0,6 средней длины волн. Этой глубиной очерчивается граница зоны негравитационного притяжения волн берегом. Отметим, что размеры волн зависят от скорости ветра ( $v$ ) и от ветрового разгона, т.е. длины совместного пути волн и ветра ( $x$ ). Эта зависимость для средней высоты волн  $\bar{h}$  выражается формулой

$$\bar{h} = 9,2 \cdot 10^{-4} v^{4/3} x^{1/3}.$$

Отсюда видно, что ветер, направленный от берега, не вызывает заметных волн в прибрежной зоне. Действительно, направленный от берега ветер при скорости 20 м/с разовьет волну высотой 0,5 м лишь на удалении 5 км в море, как бы долго этот ветер не дул.

Для разных волн или волновых пакетов глубина начала рефракции, а значит, и ее расстояние от берега разные. Как упоминает Г.А. Сафьянов (1996), характерная глубина, на которой начинается сортировка волнами донных осадков, составляет в Северной Атлантике около 70 м. Это работа крупной океанской зыби. Значительно меньше характерная глубина взаимодействия волн с дном у берегов Финского залива — порядка 20 м.

Для небольшой волны (амплитуда 0,25 м, длина 12 м) скорость волнового переноса на поверхности моря составляет от 7 до 15 см/с в зависимости от поправки на мелководье. Явление сноса поверхностных частиц волнами в сторону берега можно наблюдать при помощи визуализаторов движения скин-слоя, например опилок. Если бы не возникало никакого противодействия волновому переносу, то при скорости 7 см/с полоса воды скин-слоя шириной в 1 км со всеми загрязнениями была бы вынесена на берег за 4 ч.

В действительности по мере развития скин-прилива возрастает противодействие сносу поверхностных частиц к берегу за счет их турбулентно-диффузионного потока от большей концентрации к меньшей. Это противодействие работает как отрицательная обратная связь и приводит поле загрязнений к равновесию. Для одномерной задачи условие равновесия будет

$$wQ - K \partial Q / \partial x = 0,$$

где  $w$  — скорость волнового переноса на поверхности в направлении берега;  $Q$  — концентрация переносимых частиц;  $K$  — коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии.

На рис. 2.20 представлены два профиля концентрации поверхностных примесей. Сплошная линия — теоретический равновесный профиль, конечная стадия эволюции поля, соответствующая приведенной формуле. Пунктирная линия — один из примеров наблюдений, характеризующий промежуточную стадию трансформации поля поверхностных примесей. Очевидно несовпадение теоретического и экспериментального профилей концентраций. В целом надо иметь в виду, что динамика прибрежной зоны при значительном волнении становится весьма сложной. Она может включать вдольбереговые, разрывные, возвратные течения

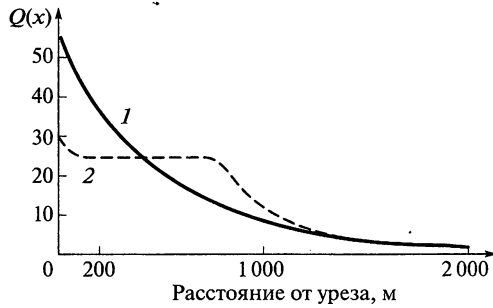


Рис. 2.20. Нормальные к берегу профили концентраций поверхностных частиц при скин-приливе:

1 — теоретический равновесный профиль, завершающий эволюцию поля примеси; 2 — один из типичных, наблюдаемых в эксперименте, профилей, отражающий промежуточную стадию эволюции поля (В.Л.Лебедев, 2004)

и круговороты. Поэтому теоретический профиль выражает лишь фоновую равновесную картину. Присутствие квазигоризонтальной платформы на профиле концентраций, наблюдаемом в природных условиях, подтверждается при численном моделировании процесса как закономерное промежуточное состояние поля.

Понятие концентрации очевидно для поверхностных примесей, но его можно обобщить и на сплошную водную пленку с помощью меченых частиц. Представим, что до начала скин-прилива частицы, расположенные на поверхности на равном удалении друг от друга, помечены (например, одна частица на один квадратный метр). Меченые частицы не могут покидать поверхности, поэтому их концентрация у берега в процессе скин-прилива будет возрастать. Пропорцио-

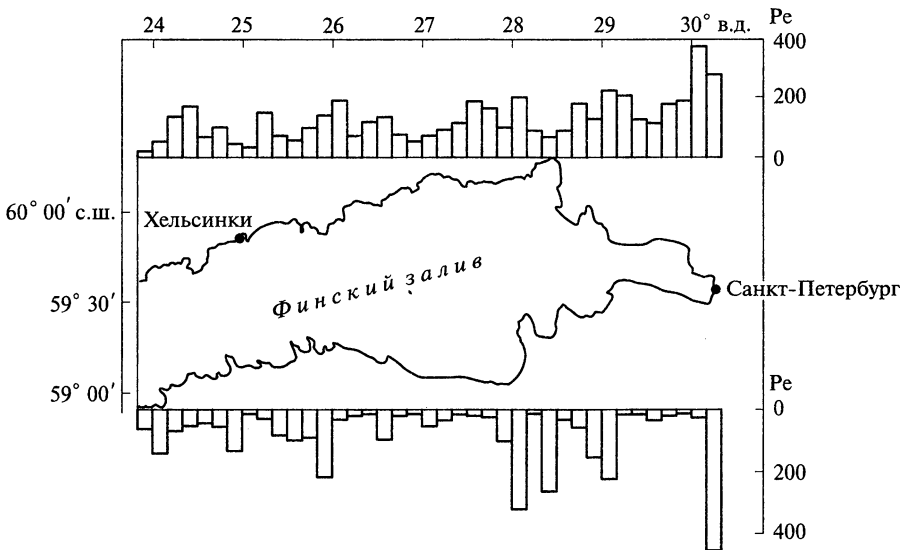


Рис. 2.21. Среднегодовые величины волноветрового скин-прилива ( $Pe$ ) в Финском заливе (В.Л.Лебедев, А.В.Карелин, 1997)



нально будет возрастать и толщина пленки, состоящей из частиц поверхностного происхождения.

*Величиной* скин-прилива называется безразмерное повышение концентрации поверхностных частиц у берега относительно средней в зоне рефракции. Решение последнего уравнения показывает, что безразмерное повышение концентрации частиц у берега равно критерию подобия Пекле ( $Pe$ ), построенному по ширине и динамическим характеристикам прибрежной зоны рефракции волн:

$$Q(S)/Q(RZ) = wL/K = Pe,$$

где  $Q(S)$  — концентрация у берега;  $Q(RZ)$  — средняя концентрация в зоне рефракции;  $L$  — ширина зоны рефракции;  $w$  — скорость волнового переноса;  $K$  — коэффициент турбулентной диффузии.

Таким образом, величину скин-прилива для разных районов океана и разных характеристик волнения можно вычислять и картировать. Учет ветровой составляющей скин-прилива был осуществлен для берегов Финского залива (рис. 2.21). Здесь строилась подробная схема рефракции волн за счет подводного рельефа и орографии берега и вычислялась величина скин-прилива для десятимильных участков берега. Ветровой снос поверхностных частиц рассчитывался по модели дрейфа. Карта показывает, что благодаря разной ориентации берега и влиянию подводного рельефа на движение волн величины среднегодовых значений скин-прилива могут отличаться на соседних участках в десятки раз.

Карты величины скин-прилива важны для планирования мест вывода подводных очистных коллекторов. Как правило, для выноса содержимого коллекторов используются пресные воды, что в морских условиях влечет за собой немедленное всплывание канализационных сбросов и насыщение ими скин-слоя.

## ЭКВАТОРИАЛЬНО-ТРОПИЧЕСКИЙ РЕГИОН И АБИССАЛЬ

## 3.1. Тропический океан

В морской географической литературе используется образное название для экваториально-тропического региона — тропический океан. Его акватория включает пассатные течения и экваториальные противотечения, а границы совпадают с полярными границами тропических поясов.

Важное отличие его от остального океана — повышенный приток солнечной радиации (отсюда название — «солнечный коллектор»), положительный тепловой бюджет водной поверхности, высокая температура верхнего слоя воды и перенасыщенность ее ионами углекислого кальция — имеет важные биологические и геологические последствия.

С. И. Сергин (1980) приводит таблицу теплообмена поверхности Мирового океана с атмосферой, из которой видно, что положительные значения теплового бюджета океана ограничены областью тропиков (табл. 3.1).

Таблица 3.1. Теплообмен океана с атмосферой (ккал/см<sup>2</sup> в год)

Ширина зоны, °	Радиационный теплообмен океана с атмосферой	Затраты тепла на испарение и турбулентный обмен с атмосферой	Суммарный теплообмен океана с атмосферой
<i>Северная широта</i>			
60—50	46	-70	-24
50—40	70	-85	-15
40—30	99	-127	-28
30—20	125	-139	-14
20—10	137	-124	+13
10—0	142	-106	+36
<i>Южная широта</i>			
0—10	146	-114	+32
10—20	138	-128	+10
20—30	124	-128	-5
30—40	104	-111	-7
40—50	79	-86	-7
50—60	42	-54	-12

Географ Д. В. Богданов (1975) проводил границы тропического океана по зимним изотермам 20 °С, которые протягиваются на поверхности океанов между 15 до 35° широты, расширяясь к западу. Эта температура является рубежом распространения рифообразующих кораллов. Те же границы С. В. Калесник (1956) и Л. П. Шубаев (1977) принимают для жаркого температурного пояса.

Центральную часть региона занимает экваториально-субэкваториальный пояс. Он выделяется особой системой температурных гидрофронтов. Она сдвинута в сторону *термического экватора*, проходящего в среднем около 10° с. ш. Фронты очерчивают теплое межпассатное течение, идущее с запада вдоль термического экватора в насыщенной атмосферными осадками экваториальной зоне. Они же окантовывают холодные клинья пассатных течений, протягивающиеся с востока и создающие сухие субэкваториальные зоны. Эта схема лучше всего выражена в водах Тихого океана и меньше относится к Индийскому океану. Она везде подвержена сезонным и годовым колебаниям.

Атмосфера региона охвачена квазизамкнутыми циркуляциями трех типов. Массообмен между широтами протекает по схеме циркуляции Хэдли, а также в виде муссонов. Обмен зонального направления поддерживается циркуляцией Уокера, ориентированной вдоль экватора. Она соединяет очаги испарения, подъема влажного воздуха и выпадения осадков, расположенные в Тихом и Атлантическом океанах на западе, с районами охлаждения и оседания воздушных масс на востоке этих океанов. В Индийском океане расположение очагов противоположно. В пассатном переносе участвуют все три циркуляции — Хэдли, Уокера и муссонная. Пульсирующий источник атмосферной тепловой циркуляции (ее «топка») состоит из трех десятков кластеров тепловых облачных башен.

Океанская циркуляция региона динамична и контрастна. На экваторе развита система уникальных подповерхностных струйных течений, соперничающих по скорости и расходу с Гольфстримом и Куроисио, к тому же направленных навстречу поверхностному пассатному переносу океанских вод и потому называемых противотечениями.

Природные характеристики региона значительно отличаются в восточной и западной части океанов. В Тихом и Атлантическом океанах очень теплые воды, обильные осадки, полноводные реки, прибрежные тропические леса, коралловые архипелаги и барьерные рифы характерны для западных берегов. Сравнительно холодные, поднявшиеся с глубин и принесенные из умеренных широт воды, пустынные и полупустынные берега с пересыхающими зимой реками — характерный облик восточных берегов океана. Муссонный режим Индийского океана нарушает отмеченные выше закономерности восточно-западной асимметрии.

### **3.2. Система экваториальных противотечений и дивергенций**

Пассатный нагон и подъем уровня у западных берегов океана приводит к образованию возвратных, направленных на восток разрывных течений. Преодолевая препятствие в виде трения встречных пассатных ветров, они большей частью движутся под слоем поверхностной воды, толщиной 25 — 100 м. На рис. 3.1 показана глобальная схема экваториальных противотечений.

Открытие системы экваториальных противотечений произошло в 1950-х гг. Первым было открыто экваториальное подповерхностное противотечение в Тихом океане. Открытие произошло случайно. В 1951 г. сотрудники американской экологической экспедиции в Тихом океане занимались в виде отдыха рыбной ловлей вблизи экватора. Ими было замечено, что линь с грузилом и крючками, уходя на глубину, наклоняется сперва к западу по ходу Южного пассатного течения, а уходя глубже 40 м, начинает наклоняться к востоку навстречу пассатному течению. Для выяснения причин этого явления в 1952 г. была организована океанографическая экспедиция, обнаружившая противотечение. Ее возглавил Таунсенд Кромвелл, сотрудник морской лаборатории в Гонолулу на Гавайских о-вах. После гибели Кромвелла в авиационной катастрофе открытое течение было названо в его честь Экваториальным подповерхностным противотечением Кромвелла.

В Атлантическом океане экваториальное подповерхностное противотечение было открыто советской экспедицией на судне «Ломоносов» в мае 1959 г. и названо по имени судна. В том же году в декабре другой советской океанографической экспедицией было открыто в Индийском океане зимнее экваториальное подповерхностное противотечение, названное в честь погибшего участника экспедиции Экваториальным подповерхностным противотечением Тареева.

Экваториальные подповерхностные противотечения в каждом океане образуют систему из трех или двух струй, или ветвей. Все экваториальные противотечения расположены в пределах  $10^{\circ}$  с. ш. —  $10^{\circ}$  ю. ш. Ширина каждой центральной ветви 200—300 км, толщина — 200—300 м. В Индийском океане нет северной ветви, а экваториальная ветвь имеет сезонный характер и развивается при СВ зимнем муссоне. Максимальная среднесуточная скорость в центральной ветви противотечений достигает 110—120 см/с, мгновенная — 150 см/с. В боковых ветвях преобладают скорости 40—60 см/с, максимальные — 120 см/с. Средние расходы в Атлантическом океане в северной, средней и южной ветвях 30 св, 32 св, 12 св. В Тихом океане — 34 св, 35 св, 11 св. В экваториальной ветви Индийского океана — 26 св. Протяженность течений в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах — 5 100, 16 400, 5 200 км соответственно.

*Экваториальные подповерхностные противотечения* идут строго по экватору, отличаются повышенной соленостью и имеют характер концентрированных

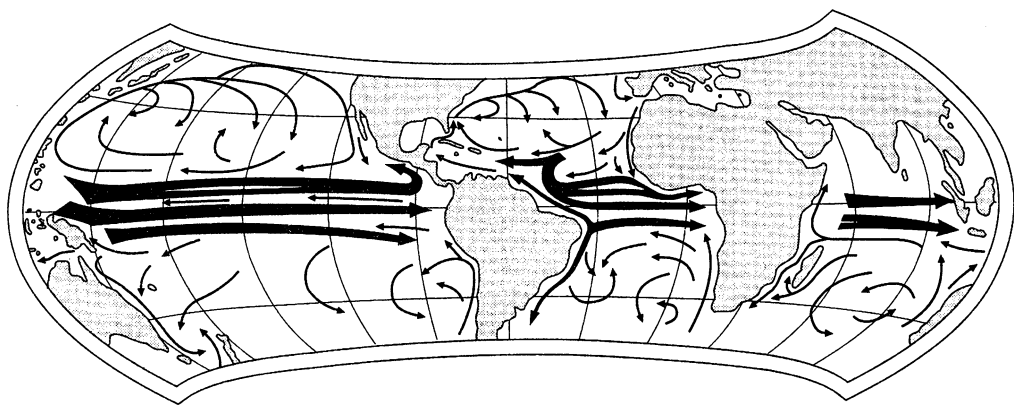


Рис. 3.1. Система экваториальных подповерхностных противотечений (из Н. К. Ханайченко, 1974)

струй. Это связано с тем, что сила Кориолиса и в северной и в южной половине течения направлена в сторону экватора, сжимая струю потока. Эти удивительные течения никогда не предсказывались морской гидродинамикой.

Северной ветвью системы экваториальных противотечений в Атлантическом и Тихом океанах и южной ветвью в Индийском океане оказалось известное с давних времен *Межпассатное противотечение*. Обычно оно имеет два ядра скорости, находится в зоне ослабления встречного ветра и частично выступает на морскую поверхность. Оно расположено в Атлантическом и Тихом океанах к северу от экватора. В Индийском океане течение проявляется при зимнем муссоне и бывает расположено между двумя идущими на запад ветровыми течениями: *Муссонным течением*, идущем на экваторе, и *Южным пассатным течением* в Южном полушарии. Другие ветви противотечений могут выходить на поверхность временами и местами, преимущественно в конце своего пути на восток.

Поскольку к северу от линии экватора сила Кориолиса отклоняет течение вправо, а к югу от экватора — влево от направления движения, воды течения, влекомого пассатным ветром вдоль экватора на запад, расходятся от экватора, образуя ветровую дивергенцию, сопровождающуюся подъемом вод нижнего слоя к поверхности, что обогащает экосистему питательными солями.

Явление *Экваториальной дивергенции* наблюдается в Южных пассатных течениях Атлантического и Тихого океанов и в зимнем Муссонном течении Индийского океана, поскольку они расположены на экваторе и движутся вдоль экватора на запад. Похожие дивергенции, называемые *Северными пассатными*, развиваются вдоль  $10^\circ$  с. ш. на границе между Северным пассатным течением, идущим на запад, и Межпассатным течением, идущим на восток.

Экваториальная и Северная Пассатная ветровые дивергенции называются также *апвеллингами открытого океана* и прослеживаются на огромном протяжении, почти опоясывая Мировой океан. Они оставляют значительный след

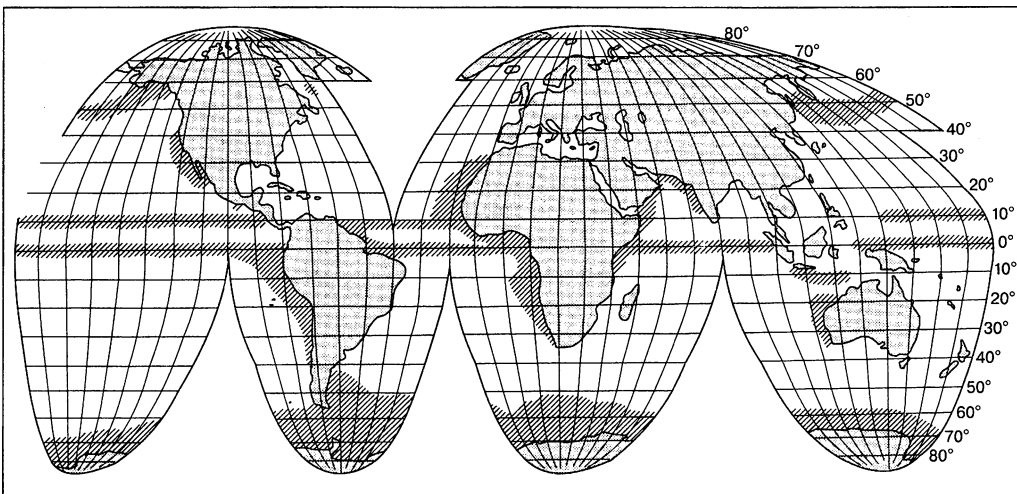


Рис. 3.2. Районы подъема вод, являющиеся местами высокой органической продуктивности (Е. К. Лафонд, 1974)

в виде обогащения биосистем поверхностного слоя и биогенных осадков океанского дна (рис. 3.2).

### 3.3. Южное колебание и Эль-Ниньо

Эль-Ниньо — экстремальное состояние атмосферно-океанской системы Тихого океана в тропическо-экваториальных широтах, вызывающее катастрофические явления на берегах этого океана и на полуострове Индостан: засухи, пожары, неурожай в одних районах, ливни, наводнения, повышение температуры прибрежных вод, гибель и уход промысловых рыб — в других. Ведутся научные споры о том, можно ли считать Эль-Ниньо аномалией, вызванной вторжением внешнего фактора, или это закономерная фаза природного осциллятора. Бедственные события повторялись у берегов Перу, Чили и Эквадора, в Индии<sup>1</sup>, Индонезии и Австралии с разной силой каждые три — семь лет.

От засухи, вызвавшей голод в 1899 — 1900 гг., в Индии погибло около миллиона жителей. В 1904 г. генеральным директором обсерватории Британской Индии стал Джильберт Уокер (Sir Gilbert Walker, 1868 — 1958), который начал обширные метеорологические исследования с целью понять механизм возникновения бедственной климатической обстановки и предсказывать ее появление.

Сопоставив метеонаблюдения близких и удаленных обсерваторий, Уокер обнаружил связь между наступлением засух и изменением разности атмосферного давления между о. Таити, расположенном в средней части Тихого океана (17° 40' ю. ш., 149° 25' з. д.) и портом Дарвин на севере Австралии в Индийском океане (12° 28' ю. ш., 130° 50' в. д.). Значения этой разности давлений Уокер назвал *Индексом Южного колебания* (Southern Oscillation index — SOI). Засухи наступали при устойчивых отрицательных значениях индекса. Физическое объяснение статистическим выводам Уокера было найдено в 1966 г. Якобом Бьеркнесом.

Механизм Южного Колебания связан с западно-восточной асимметрией температуры воды на поверхности Тихого океана в тропиках. Асимметрия создается пассатными течениями, нагоняющими поверхностную воду от восточных берегов океана к западным. Снос воды вызывает охлаждение поверхности океана у берегов Америки в результате замещения ушедшей воды холодными течениями из умеренных широт и прибрежным апвеллингом. Вода пассатных течений, холодная в начале пути, прогревается за время долгого движения через океан и повышает свою температуру примерно на 5 — 8 °С.

Подходя к западным границам океана, воды пассатных течений растекаются по меридиану, образуя пласт прогретой воды толщиной 100 — 200 м, названный *Теплым тропическим бассейном* (ТТБ). Его площадь около 10 млн км<sup>2</sup>, а граница меняется во время событий Эль-Ниньо.

В западной части тропиков Тихого океана средняя температура воды на поверхности равна 29 — 30 °С и в восточной части — 22 — 24 °С. Это создает положительную разность атмосферного давления восток-запад и вызывает циркуляцию воздуха вдоль экватора. Она складывается из подъема влажного нагретого воздуха у западных берегов океана, переноса его в верхней части тропосферы на восток, опускания у восточных берегов и возвращения на запад вместе с пассатами. Это движение называется циркуляцией Уокера (рис. 3.3).

<sup>1</sup> С 1970-х гг. влияние Эль-Ниньо на летние муссоны в Индии ослабело.

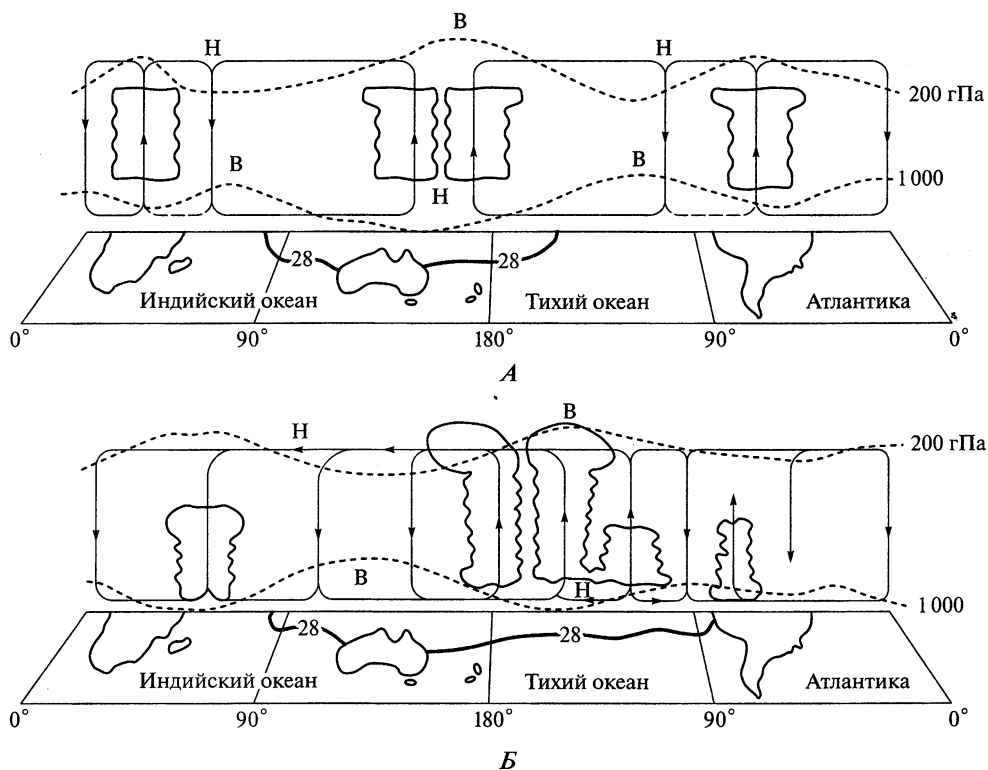


Рис. 3.3. Нормальные (А) и аномальные (Б) условия циркуляции Уокера (по С. С. Лаппо)

По мнению многих исследователей (Я. Бьеркнес, 1966; Г. Г. Хунджуа, 2009), Эль-Ниньо является фазой колебательного процесса. Пассатный нагон теплых вод повышает уровень океана у берегов Индонезии и стимулирует их отток к берегам Америки в виде поверхностного и подповерхностных течений. Устанавливается неустойчивое равновесие. Накопление теплых воздушных и водных масс на западе усиливает неустойчивость и завершается взрывным прорывом теплого воздуха и воды на восток. Область подъема влажных воздушных масс и выпадения дождей, вызванных этим подъемом, смещается от западных берегов океана к его центральной части. Индекс Южного колебания становится отрицательным. Возникает сбой в работе азиатско-австралийской системы муссонных ветров. В Австралии и Индии появляется угроза засухи. Прекращается вынос холодных вод апвеллингом и на иссушенные пассатами и холодными течениями берега Америки обрушиваются опустошительные ливни. Пласты гуано смываются в прибрежные воды и отравляют их. Рыбные стаи гибнут или уходят с мест рыболовства. Повышение температуры океанских вод у берегов Южной Америки разрушает прибрежную температурную инверсию воздуха, связанную с апвеллингом и сдерживающую осадки.

Согласно другому объяснению, Эль-Ниньо является аномалией, вызванной внешним воздействием в виде нарушения притока холодных вод Южного океана в Перуанское течение. Эта гипотеза, выдвинутая В. Н. Степановым, связывается с попыткой начать коррелировать события Эль-Ниньо с колебаниями расхода воды через пролив Дрейка (В. Н. Степанов // Океанология. — № 3. — 2009).

Название *Эль-Ниньо* имеет местное происхождение. Оно означало у перуанских рыбаков вынос богатых рыбой вод теплого эквадорского залива Гуаякиль в территориальные воды Перу. Это радостное событие случалось близко к католическому рождеству, и потому было благодарно названо Эль-Ниньо, что для религиозных жителей означало Младенец Христос. По недоразумению океанологи вслед за Клаусом Виртки, который с 1975 г. многократно включал Эль-Ниньо в заголовки своих статей (например, «*Эль-Ниньо — динамичный ответ экваториальной Пацифики на атмосферное воздействие*»), перенесли название локального и благодатного события на крупномасштабный и катастрофический природный феномен.

Г. Г. Хунджуа (2009) попытался оценить сумму тепла, отдаваемого океаном атмосфере за сутки в районе действия Эль-Ниньо, используя наблюдения экспедиций МГУ при сильных ветрах (в том числе искусственно создававшихся зависавшим над морем вертолетом). Он получил  $4,3 \cdot 10^{21}$  Дж, что соизмеримо с энергией всей атмосферы  $\sim 10^{22}$  Дж, и сделал вывод о том, что энергия аномалии Эль-Ниньо в состоянии привести к возмущению всю атмосферу Земли. Предполагается, что вместе с глобальным повышением температуры, которое за последние сто лет составило  $0,5^\circ$ , частота и интенсивность событий Эль-Нинья будут возрастать.

Большие события Эль-Ниньо — Южное колебание (ЭНЮК) — развивались в 1790—1793, 1828, 1876—1878, 1981, 1925—1926, 1982—1983, 1997—1998, 2002—2003 гг. По данным американских специалистов, в 1982—1983 гг. экологический ущерб от последствий Эль-Ниньо составил 13 млрд долларов, а в 1998 г. — 24 млрд.

После Эль-Ниньо приблизительно через год наступает фаза охлаждения восточной части океана, названная океанологами Ла-Нинья (девочка), затем устанавливается нормальное состояние неустойчивого равновесия с накоплением тепла в Тропическом теплом бассейне на западе Тихого океана

Интенсивность событий Эль-Ниньо неравномерна. Обычно за крупным событием следуют два малых, что позволяет исследователям модулировать их значение с периодом в 15 лет и говорить о Супер Эль-Ниньо, вмещающим пакет аномалий.

События Эль-Ниньо зеркально отражались на западе Индийского океана, где имели знак, противоположный восточной окраине Тихого океана. Слабый аналог Эль-Ниньо наблюдается и в Атлантическом океане.

### 3.4. Океанская стратосфера

Полярные воды и абиссаль называют океанской стратосферой или холодным океаном. Воды глубже 1,5 км относятся к полностью недостижимой для солнечного света *афотической*, или *темной*, сфере океана. Область океана глубже 6 км выделяется во многих работах в отдельную подзону океана — *ультраабиссаль*, или *хадаль* (от греч. — *невидимый*). Она занята глубоководными впадинами и первоначально предполагалась безжизненной.

Согласно О. К. Леонтьеву (1982), объем вод над горизонтом 1,5 км составляет лишь 1/3 объема Мирового океана, остальные 2/3 объема приходятся на абиссаль. Таким образом, *абиссаль составляет наибольшую по объему часть Мирового океана* и занимает объем, равный  $9 \cdot 10^8$  км<sup>3</sup>.



Абиссаль заполнена придонными и глубинными водами, поступающими от *очагов погружения*, расположенных в основном в четырех холодных и соленых морях Северного и Южного полушарий: Гренландском, Лабрадор, Уэдделла и Росса. Вода в абиссаль также поступает из теплого и соленого Средиземного моря. Суммарный объем воды, попадающей в абиссаль из упомянутых источников, не превышает 30 Св, или  $950 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  в год. Таким образом, для полного заполнения абиссали требуется тысяча лет.

Абиссаль считается частью «медленной» климатической системы Земли. Средние скорости перемещения водных масс измеряются в мм/с. Вместе с тем ее характеристики не стационарны. На материалах Северной Атлантики в последние годы обнаружена смена режимов ее циркуляции в масштабе десятилетий (А. В. Соков и др., 2008 — 2012).

В абиссали преобладает температура  $0 - 4 \text{ }^\circ\text{C}$ . О. И. Мамаев (2000) определяет верхнюю границу абиссали по изотермической поверхности  $4 \text{ }^\circ\text{C}$ , расположенной большей частью вблизи горизонта 1 км.

Отсутствие света и сезонных изменений температуры, огромное давление (100 — 1000 атм), рыхлый грунт, скудная пища определяют формы жизни, плотность которой уменьшена примерно в 100 раз по сравнению с поверхностью. Характерны илоеды и потребители суспензий, есть слепые рыбы (или с очень развитыми глазами, светящимися органами), ракообразные, кишечнополостные, многощетинистые черви, иглокожие, моллюски, оболочники. Особые экосистемы, основанные на хемосинтезе органического вещества, открыты в местах глубоко-водных термальных источников.

**Динамика абиссали** принципиально отличается от динамики верхней сферы океана, где градиенты горизонтального давления зависят от наклона водной поверхности. Зависимость долгопериодных градиентов давления от наклона уровня уменьшается с глубиной. Это происходит за счет перестройки и трансформации водных масс, что приводит к накоплению менее плотных вод в местах подъема уровня (за счет нагревания, опреснения, нагона на поверхности и градиентного перетока на глубине).

Реакция поля плотности на наклоны поверхности океана влияет на *приливные течения* в абиссали, уменьшая их скорость. Это учитывается понятием «бароклинный прилив». По наблюдениям, которые были проведены на «Полигоне 70» в Северной Атлантике, средние скорости приливных течений уменьшались от 9,6 см/с на горизонте 25 м до 2,8 см/с на горизонте 1500 м. По мнению аналитиков, это «свидетельствует о преимущественно бароклинном характере колебаний, так как баротропные (не зависящие от распределения плотности — В. Л.) колебания течений не изменяются по глубине» (К. В. Коняев, К. Д. Сабинин, 1992. — С. 129).

В абиссаль могут прорываться без редукции в верхней сфере сравнительно короткие возмущения давления, которых не успевает блокировать перестройка поля плотности. Не считая этих прорывов, поле давления абиссали определяется распределением плотности. Исключения могут быть в очень сильных течениях, где воздействие на поле давления большого поперечного наклона уровня доминирует на всех глубинах до океанского дна. Примером может служить Гольфстрим и Циркумполярное течение в Южном океане, в котором из-за значительного перепада уровня и сравнительно небольшой плотностной стратификации преобладает однонаправленный по глубине восточный перенос, подчиняющийся наклону уровня.

Горизонтальные градиенты давления, вызванные различием плотности соседствующих водных столбов, имеют очевидное свойство нарастать с глубиной вместе с нарастанием разности в весе этих столбов. Это может вызывать увеличение с глубиной скорости абиссального переноса воды. Вместе с тем это увеличение не постоянно. Для течений абиссали, как и для течений верхней сферы океана, характерно чередование по глубине течений встречного направления. Так, две основные водные массы абиссали, северо-атлантическая глубинная и антарктическая придонная, движутся в бассейнах Атлантического океана одна под другой в противоположных направлениях. Следовательно, градиент давления меняет по глубине знак.

Эффекты рельефа дна на распространение водных масс похожи на то, что происходит со стоком воды на поверхности суши. Придонные плотные воды заполняют по пути своего распространения котловины дна до того уровня, где начинается переполнение и перелив воды в следующую котловину. Придонное течение прижимается силой Кориолиса к склону дна. При этом из-за слабой плотностной стратификации глубинных вод сила Кориолиса встречает малое противодействие со стороны градиента давления и может вызывать обширный поперечный нагон воды на подводный склон. Это приводит к значительному подъему границы движущейся воды и способствует ее переливу через пороги, а также к необычной для верхней сферы океана деформации полей характеристик, не связанных с плотностью. Изолинии таких характеристик (например, содержания кислорода) могут создавать замкнутые контуры, прижатые к склону.

*Явление западной интенсификации течений*, ярко выраженное в верхней сфере океана, обнаруживается и в абиссали, где также выделяются западные пограничные течения, идущие вдоль восточных склонов подводных хребтов. Причина кроется в смещении к западу циркуляционных структур из-за изменения параметра Кориолиса с изменением географической широты места, так называемого бета-эффекта.

Глубоководные впадины абиссали, составляющие зону хадаля, когда-то предполагались безжизненными, рассматривались как возможные места складирования антропогенных отходов. Однако оказалось, что большинство их хорошо вентилируется затоками холодных придонных вод полярного происхождения, которые

Таблица 3.2. **Океанографическая станция № 3689, судно «Витязь», 1957 г., Марианская впадина**

Глубина, м	$T^{\circ}_{\text{потенц}}$	$S$ , кг/т	Плотность	Кислород, мл/л
4 000	1,10	34,69	1,02781	3,55
5 000	1,02	34,68	1,02781	3,71
6 000	1,02	34,68	1,02781	3,88
7 000	0,99	34,69	1,02782	3,94
8 000	0,97	34,69	1,02782	3,98
9 000	0,95	34,69	1,02782	3,91
9 830	0,93	34,69	1,02782	3,91

постепенно вытесняют застоявшиеся и подогретые геотермальным теплом старые воды. В наиболее глубокую Марианскую впадину впервые в 1960 г. погружался батискаф «Триест» с Жаком Пикаром и помощником. Акванавты достигли дна на глубине 10 919 м, видели двух глубоководных рыб и измерили температуру придонной воды — 3,3 °С. При анализе глубоководных температур важно иметь в виду, что при погружении воды ее температура возрастает из-за сжатия высоким давлением. Это возрастание называется адиабатической поправкой. Она увеличивается с увеличением глубины и температуры. Для глубины, достигнутой Пикаром, адиабатическая поправка равна примерно –1,6 °С. Учитывая эту поправку, получим температуру придонной воды 1,7 °С. Измерения других экспедиций показывают еще более низкую температуру в Марианской впадине (табл. 3.2).

### ПРИБРЕЖНЫЙ ОКЕАН И ЕГО БИОТОПЫ

К настоящему времени термин «биотоп» понимается как участок территории, занятой одним биоценозом; для обозначения всей абиотической среды биоценоза; в качестве абиотической составляющей природной биоцентрической системы.

Рекомендации по использованию того или иного понимания биотопа не могут быть обоснованы здесь, хотя укажем, что в дальнейшем предпочтение отдается последнему из названных вариантов. Вместе с тем необходимо подчеркнуть важность пространственного (хорологического) аспекта, наиболее четко декларируемого в первом варианте определения.

С позиций практического описания биотопов береговой зоны океана представляет интерес выбор такого числа биотопов, который будучи минимальным включал бы наиболее представительные участки и вместе с тем по возможности исчерпывал бы огромное разнообразие природных условий. В основе такой классификации могут быть геоморфологические особенности морских берегов.

Ниже предлагается геоэкологическое описание биотопов скальных берегов, песчаных пляжей, приливных осушек и маршей, коралловых рифов, эстуариев и лагун. Несомненно, что перечисленные биотопы включают большую часть берегов и являются типичными местообитаниями. Они легко различимы. Вместе с тем ряд из них может входить в другие более сложные биотопы. Так, например, скальные берега, песчаные пляжи или приливные осушки могут быть представлены как автономными биотопами, так и входящими в биотопы эстуариев и лагун. Элементарные биотопы отличаются сравнительно меньшим разнообразием условий обитания, тогда как комплексные биотопы характеризуются максимальным разнообразием условий обитания.

Биотопы различаются по уровню энергии гидрогенных процессов. Если для большей части коралловых рифов уровень воздействия волн невелик, то песчаные пляжи отличаются обычно высоким уровнем воздействия гидрогенных процессов. В тесной связи с литологией и уровнем энергии процессов находится подвижность субстрата, представляющая собой важнейшее условие жизни. Для скальных берегов и рифов подвижность субстрата незначительна, и это создает основу для высокой первичной продуктивности и развития прикрепленных форм жизни. Пески пляжей представляют исключительно подвижный субстрат, неблагоприятный для прикрепления организмов, но благоприятный для развития интерстициальных форм жизни.

Стрессовые условия, создаваемые как высокой энергией действующих процессов (пляж), так и спецификой и изменчивостью химизма среды (эстуарии), приводят к резкому снижению видового разнообразия. Вместе с тем относительное постоянство условий в течение длительных интервалов времени (коралловые рифы) сопровождается формированием фантастического видового разнообразия (рис. 4.1).

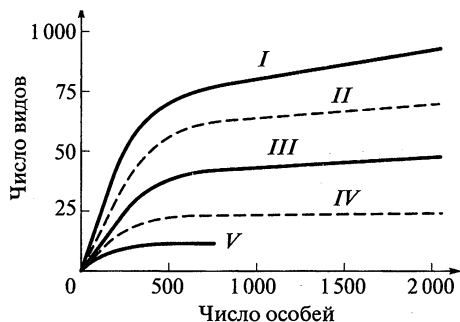


Рис. 4.1. Распределение видового разнообразия организмов в исследованных местообитаниях (из Sanders, 1969):

*I* — мелкие водоемы тропиков; *II* — глубоководные участки моря; *III* — континентальный шельф; *IV* — мелкие водоемы бореальной зоны; *V* — бореальные эстуарии

Таким образом даже при поверхностном взгляде на наиболее распространенные биотопы береговой зоны океана выявляется тесная зависимость форм жизни и биопродуктивности от абиотических составляющих береговой системы.

## 4.1. Скальные берега

Скальные поверхности широко распространены на берегах, занимая около 3 % площади береговой зоны океана. Они проявляются морфологически в виде участков затопленных клифов, бенчей и поверхностей абразионных платформ. Такие участки берегов характеризуются дефицитом обломочного материала, отсутствием или слабым развитием чехла осадков. Ведущий геоморфологический процесс на скальных берегах — абразия, однако скорости абразии обычно невелики, составляя немногие сантиметры в год. Неоднородность литологических свойств пород приводит нередко к формированию здесь сложных поверхностей чередующихся выступов, западин, замкнутых котловин. Такая поверхность обладает площадью, намного превосходящей ее проективное покрытие.

Наиболее типично распространение скальных поверхностей в верхней части береговой зоны в соответствии с распределением интенсивности основного гидрогенного процесса — волнения и прибоя.

Экология скальных берегов детально рассмотрена Дж. Льюисом (Lewis, 1985) На приливном берегу выделяются снизу вверх сублитораль, литораль и супралитораль (рис. 4.2). Уровень отлива при наинизшей воде в сизигию совпадает с верхней границей сублиторали. Благодаря обильному притоку света, питательных веществ и хорошей аэрации при постоянном действии волн сублитораль характеризуется большим разнообразием форм жизни. На более высоких отметках окружающие условия становятся все более жесткими, и лишь ограниченное число видов способно их выдерживать. Виды, приспособившиеся к определенному уровню, не в состоянии конкурировать с организмами, обитающими ниже этого уровня. Поэтому каждый вид занимает определенную высотную зону, которая сверху ограничена физическими, а снизу — биологическими факторами.

Наиболее типичные обитатели сублиторальной зоны — бурые водоросли, «веселая трава» и другие водоросли. На скальных субстратах более высокого уровня

встречаются губки, гидроиды и другие организмы с твердым наружным скелетом, часто придающие берегу оранжевые, красные или зеленые цвета.

Средняя литораль покрыта бурыми водорослями, морскими желудями и мидиями до отметки полной воды сизигийного прилива. Выше этой отметки берег затапливается редко, и здесь могут существовать лишь немногие виды водорослей. Все же некоторые баянусы, мидии и улитки-блюдечки распространены гораздо выше уровня сизигийного прилива, вплоть до супралиторали — «зоны брызг», которая увлажняется только при действии прибоя. Для этой зоны типичны лишайники. Среди животных встречаются немногие виды улиток литорин.

Границы охарактеризованных зон смещаются в зависимости от волнового воздействия. Открытый берег характеризуется существенным расширением зоны супралиторали.

Из-за абразии или вследствие повышения уровня моря происходит постоянное обновление экспозиции — формирование новых поверхностей. Однако любая ювенильная поверхность

на литорали или подводном склоне становится зоной интенсивной конкуренции за пространство. При обнажении новых поверхностей первыми поселенцами обычно оказываются бактерии и микроскопические растения. Какие растения или животные появятся в дальнейшем на этих поверхностях, зависит от сезона года и периода размножения соответствующих видов. Однако первые макроскопические виды растений и животных редко остаются доминирующими. Позднее число видов возрастает либо вследствие осаднения личинок, либо в результате миграции из смежных районов. В процессе сукцессии происходит приближение биоценоза к состоянию равновесия с абиотической средой, или к климаксу. Климаксное сообщество экспериментальной поверхности, например, навигационного б'уя состоит из двухстворчатых моллюсков, главным образом мидий.

На средней литорали скалистого берега Атлантики климаксное сообщество представлено морскими желудями и мидиями, среди которых встречаются улитки-блюдечки, мелкие литорины, багрянки и ряд мелких водорослей. В условиях относительно закрытого от воздействия волн берега климаксное сообщество представляет собой широкую полосу бурых водорослей, заселенную крупными литоринами, брюхоногими моллюсками, улитками-блюдечками.

Потребление растительности улитками-блюдечками контролирует рост водорослей на скальных берегах. После удаления улиток или их уничтожения на

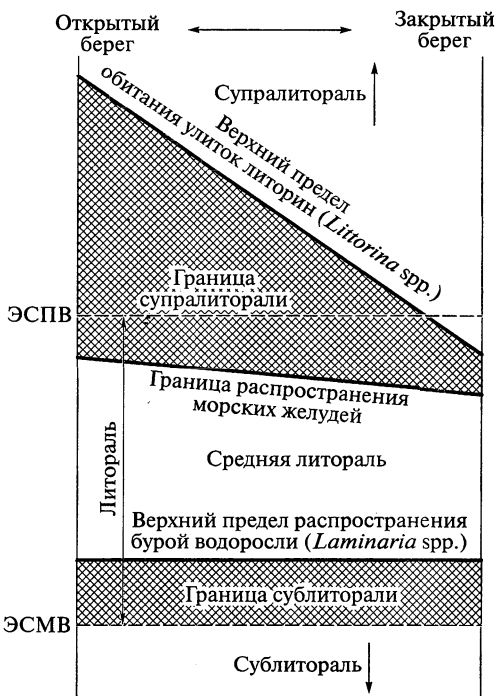


Рис. 4.2. Экологические зоны скальной отмели (из Нельсона — Смитта, 1977):

ЭСПВ — экстремальная сизигийная полная вода; ЭСМВ — экстремальная сизигийная малая вода. Отмечены границы уровня воды и волновых воздействий

умеренно открытых берегах в течение нескольких недель появляется коричневая пленка диатомовых водорослей. При длительном сезонном отсутствии улиток-блюдечек литораль полностью покрывается небольшой однолетней зеленой водорослью. Под ее прикрытием молодые спорофиты бурых водорослей хорошо защищены от высыхания и волнового воздействия и за два года достигают значительных размеров. Диатомовые, зеленые и бурые водоросли, поселяясь ежегодно, поедаются улитками-блюдечками, прежде чем их рост станет заметен. Вследствие их жизнедеятельности береговое сообщество становится типично климаксным. На наиболее открытых берегах физические факторы преобладают над биологическими. Крупные водоросли не могут здесь произрастать из-за действия волн. Однако и в закрытых условиях, например, арктических эстуариев истирающее действие льда может приводить не только к уничтожению водорослей, но и к гибели других прикрепленных к скалам организмов.

Пространства сублиторали скальных берегов занимают наибольшие площади, несмотря на то что нередко выходы коренных пород на подводном склоне чередуются с полями рыхлых осадков. Свойствами скальных берегов обладают также берега, сложенные глыбами и валунно-глыбовым слабо подвижным материалом.

Исследование сублиторали Западного Сахалина показало (Т. П. Бывалина и др., 1985), что водоросли обильно произрастают здесь до глубины 25 м и более и отличаются высокими показателями биомассы и проективного покрытия. Наибольшим видовым разнообразием характеризуются глубины 2—5 м. На глубинах от 3—5 до 10—15 м преобладают ламинариевые водоросли, а глубже — различные багрянки и делессериевые водоросли. Смена скалистых грунтов на галечные, песчаные и илисто-песчаные сопровождается резким обеднением видового состава и снижением проективного покрытия макрофитов.

С этими данными согласуются и экспериментальные наблюдения: в ряде случаев установка твердых подводных субстратов на песчаном дне приводила к увеличению продукции вследствие обрастания субстратов. Можно полагать, что изъятие песка, сопровождаемое обнажением скального коренного дна, приведет к аналогичным результатам.

Создание искусственных рифов вдоль атлантического побережья Южной Каролины путем затопления старых судов и установки связок автомобильных шин на глубинах от 15 до 90 м сопровождалось ростом рыбопромысловой производительности района в 300—1800 раз.

Примеры этих мероприятий показывают, что с помощью искусственного воздействия на баланс наносов, изменения геоморфологии побережья и установки искусственных поверхностей можно регулировать биопродуктивность обширных районов береговой зоны океана.

## 4.2. Песчаные пляжи

Песчаные осадки занимают около 47 % площади береговой зоны океана. Песчаные пляжи представляют собой важную часть береговой среды, подвергающуюся наиболее интенсивным воздействиям физических факторов — волнения, прибойного потока, течений, колебаний уровня. Эти условия делают среду чрезвычайно изменчивой и предполагают формирование приспособительных механизмов и широкое развитие адаптационных возможностей у обитателей пляжей.

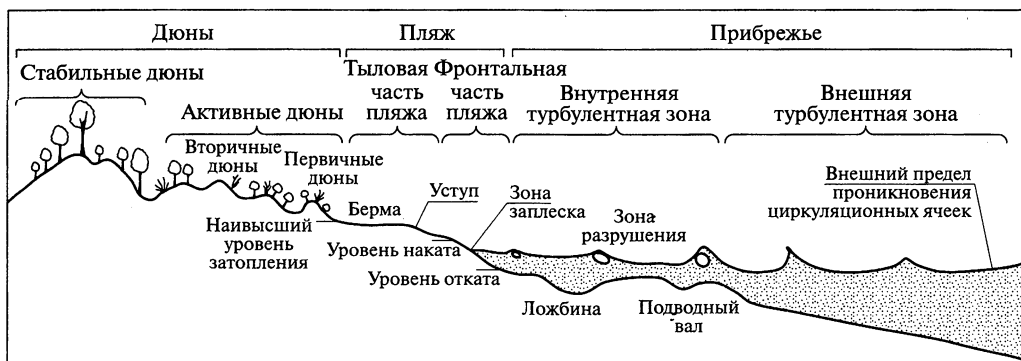


Рис. 4.3. Профиль типичного песчаного пляжа

Песчаные пляжи доминируют на большинстве умеренных и тропических берегов, где они представляют важный рекреационный ресурс и буферную зону моря. Во многих районах они очень продуктивны.

Песчаные пляжи включают ряд обстановок от океанических пляжей высокой энергии до защищенных песчаных равнин эстуариев. В данном случае рассматриваем песчаный пляж как песчаный литоральный район открытого моря. Экспонированные пляжи характеризуются непрерывным, часто сильным волновым воздействием, отсутствием илов, подвижной фауной и высокой степенью насыщенности среды кислородом. Защищенные пляжи подвергаются меньшему воздействию волн и характеризуются фауной, которая может конструировать углубления (норы и ходы); в толще отложений присутствуют редуцированные слои. Пляжи с незначительным воздействием прибоя не представляют пляжей открытого океана. Морфодинамическая классификация пляжей, включающая шесть типов пляжей от диссипативных до экстремально рефлексивных, признает энергию волн, а также характеристики пляжевых отложений в качестве важнейших факторов, обуславливающих изменчивость рельефа, которая сама по себе представляет важное условие жизни.

Песчаные пляжи занимают промежуточное место в пространстве между океаном и сушей, вместе с тем они служат полем интеграции гидросферы и литосферы. Пляжи, с одной стороны, включают подвижную воду от вершины заплеска прибойного потока до области распространения циркуляционных ячеек на внешней границе зоны разрушения волн, с другой — песчаное аккумулятивное тело, находящееся под воздействием движущейся воды. Эта динамическая обстановка может быть названа пляжево-прибойной экосистемой (рис. 4.3).

Аккумулятивное тело открытого песчаного пляжа характеризуется подвижным субстратом. Обычно субстрат представляет два обитания: 1) обитание макрофауны, включающее поверхность песка и верхние слои песчаных отложений, 2) интерстициальное обитание, включающее систему пор песчаного тела. Первое обитание особенно на экспонированных пляжах однородно, но динамично и неустойчиво, и является по существу двухмерной системой. Второе — более стабильное и сложное обитание с отчетливым вертикальным градиентом различных свойств и представляет собой трехмерную систему (McLachlan, 1983). Оно имеет высокую энергию «окон», где мощные гидродинамические силы переносят кислород глубоко в осадок.



**Интерстициальная система.** Поровая система между зернами песка составляет около 40 % объема осадка. Размер зерен, их форма и сортировка определяют пористость и проницаемость при обводнении осадков и их дренаже. Дренаж важен для формирования влажности, притока кислорода и органического материала, а также глубины появления редуцированных горизонтов. Дренаж увеличивается с укрупнением субстрата и улучшением сортировки.

Важнейший процесс в интерстициальной системе открытых пляжей — фильтрация морской воды. Вода приносится в осадок заплесками волн и приливов в прибойной зоне и вследствие давления волн на подводном склоне. На экспонированных пляжах объемы фильтрации составляют в среднем 5—10 м<sup>3</sup> на 1 м пляжа в день и в несколько раз выше на очень крутых, крупнозернистых пляжах. На подводном склоне зоны разрушения волн открытых пляжей волновым давлением обеспечивается фильтрация 0,05—5,00 м<sup>3</sup> на 1 м<sup>2</sup> в день. Заплески или давление концентрируют растворенную или твердую органику в песке. При высокоэнергетических условиях, однако, приток кислорода и высокие скорости дренажа полностью насыщают систему кислородом. Проницаемость и увлажнение в общем уменьшаются с возрастанием защищенности пляжа. Дренаж столь плох, что песок постоянно обводнен. Вертикальные химические градиенты очень велики и редуцированные слои располагаются близко к поверхности (рис. 4.4).

Интерстициальная система зависима от изменений, вызванных приливными, суточными и сезонными циклами. На высокоэнергетических пляжах это выражается во флюктуациях водного зеркала, содержания влаги в порах и поверхностной температуры, тогда как в очень защищенных обстановках она может выражаться в резких химических градиентах. На защищенных пляжах с редуцированными

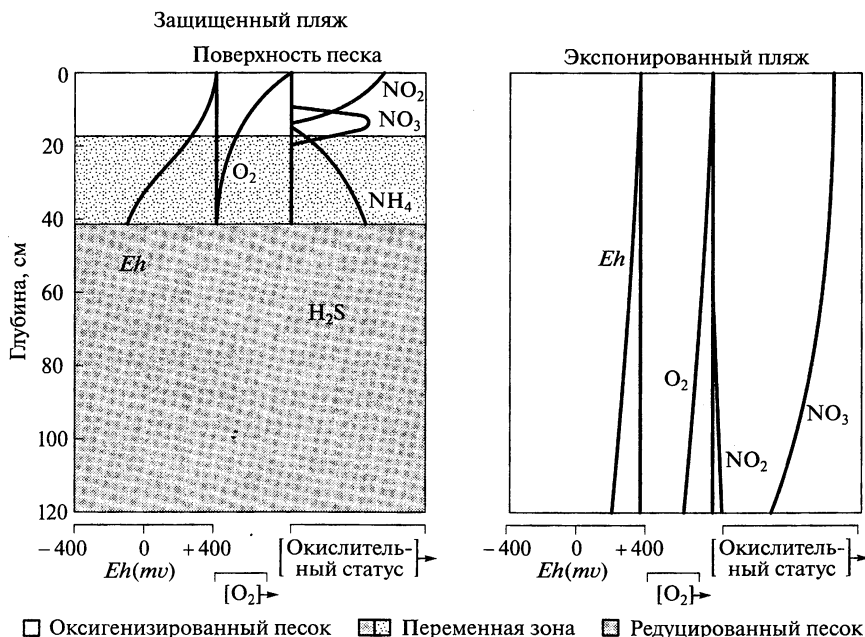


Рис. 4.4. Схематическое представление вертикальных химических градиентов на защищенных и экспонированных пляжах (из McLachlan, 1983)

слоями могут быть выделены три вертикальные зоны: светлая (оксигенизированный песок), серая (транзитная зона) и черная (редуцированная зона).

Большое количество микроскопических организмов оккупируют интерстициал: грибы, водоросли, бактерии, простозоа и метазоа. Среди животных и метазоа, которые проникают неповрежденными через отверстие сетки в 1 мм, находится мейофауна и остатки микрофауны. Индивидуальный сухой вес:  $10^{-5} - 10^{-8}$  г для мейофауны,  $10^{-6} - 10^{-11}$  г для простейших и  $10^{-10} - 10^{-12}$  г для бактерий. Флора диатомовых и динофлагеллят развита лишь на защищенных пляжах и отсутствует на экспонированных пляжах. Это более характерно для умеренных, нежели для тропических пляжей. На защищенных пляжах диатомовая флора распространена локально и при действии волн может проникать на некоторую глубину в песок. В частности, были зафиксированы живые бактерии и диатомовые, прикрепленные к зернам песка в 10 см ниже песчаной поверхности.

Бактерии присутствуют в пляжевых осадках, в большинстве в виде прикрепленных к песчаным зернам. Количество их изменяется в пределах  $10^8 - 10^{10}$  кл на 1 г сухого песка и возрастает с утоньшением осадка и увеличением поверхности обитания. На модели песчаного пляжа обнаруживается наибольшее присутствие микроорганизмов вблизи отметок высокого и низкого уровня прилива. Содержание органического углерода и азота в песке коррелирует с бактериальной биомассой, которая в четыре раза может превышать биомассу мейофауны. Оценки микробной продукции составляют  $15 \text{ г С/м}^2$  для умеренного пляжа и  $72 \text{ г С/м}^2$  для тропического пляжа, что вызвано большим проникновением воды. Для экспонированного пляжа ЮАР количество бактерий составило около  $10^8$  кл на 1 г сухого песка на глубине более 1 м в толще осадка. В некоторых случаях устанавливалась связь снижения содержания кислорода с бактериальным потреблением.

Время микробного оборота оценено в 100 ч с суточной продукцией углерода в  $43 \text{ мг/м}^2$  на защищенных пляжах Балтики. При этом 50 % первичной продукции микрофитобентоса фиксировалось микроорганизмами. Высокая бактериальная биомасса обнаружена на экспонированном пляже, обогащенном притоком детрита водорослей на западном берегу Южной Африки, бактерии найдены на глубине 1,2 м в осадке. Бактерии обусловили более 90 % утилизации углерода водорослей. Годовой оборот (P/B) бактерий на таком пляже был оценен более чем в 30 раз.

Все группы простейших присутствуют в интерстициальной системе, но цилиаты и фораминиферы лучше изучены, они обычны на защищенных пляжах с тонкозернистыми осадками. Небольшие количества простозоа найдены на экспонированных пляжах в Ист-Кейп (ЮАР). Их число колебалось в пределах  $10 - 10^3$  на 1 г сухого песка, и они были найдены на глубине более 1 м на хорошо оксигенизированном пляже. Их вклад в общее бентическое потребление  $\text{O}_2$  значителен: от 15 — 25 % интерстициального притока  $\text{O}_2$ .

Немногие метазоа на песчаных пляжах могут быть представлены как временной мейофауной, например личиночными формами макрофауны, так и перманентной мейофауной. Доминантными компонентами мейофауны песчаного пляжа являются нематоды и гарпактикоидные копеподы. Устанавливается устойчивое соотношение между относительными пропорциями нематод и гарпактикоид и размером зерен песка. Нематоды доминируют в тонких осадках (рис. 4.5), гарпактикоиды — в крупных осадках и в осадках со средними размерами зерен около 300 — 350 мкм.

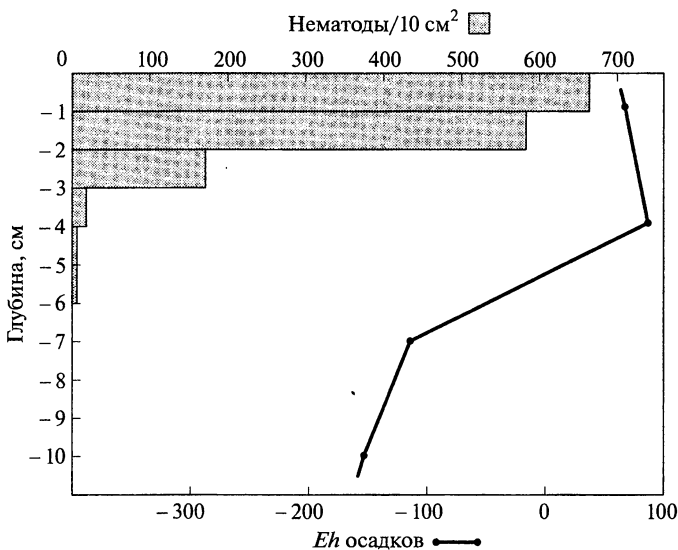


Рис. 4.5. Распределение нематод и  $Eh$  в толще осадков залива Баратария, Луизиана (из Day, 1981)

Получено отношение метаболической активности цилиат к мейофауне и к макрофауне как 1 : 0,5 : 2,1 для песчаных осадков сублиторали и 1 : 0,54 : 0,04 для экспонированных пляжей.

Течение воды является важнейшим параметром, контролирующим интерстициальный климат и распределение фауны в пляжевых песках.

Мейофауна и бактерии имеют тенденцию концентрироваться во влажном песке выше среднего уровня прилива (MTL) и под песчаной поверхностью, где происходит просачивание воды и аэрация, а пульсирующие течения не слишком суровы. В затишных условиях аэрированный горизонт становится намного тоньше, интерстициальная фауна концентрируется ближе к поверхности песка, и система приближается к двумерной. Интерстициальная система представляется очень эффективной в минерализации всех органических материалов, растворенных или твердых. Для этого процесса наиболее важны бактерии с мейофауной. Этот малый оборот с высокими трофическими уровнями особенно характерен для экспонированных пляжей. При трансформации и минерализации органических материалов и использовании неорганических питательных веществ микро- и мейофауна способны к «очистке» больших объемов морской воды, фильтрующихся через интерстициальную систему.

**Макрофауна.** Главное свойство открытых пляжей состоит в высокой подвижности всех видов макрофауны. Животные макрофауны, достигающие иногда исключительно высоких плотностей размещения, могут иметь размеры от нескольких миллиметров в длину до 10 см. Сообщество макрофауны включает организмы достаточно крупные, имеющие диапазон изменений по сухому весу биомассы от 1 мг до 2 г.

Макрофауна песчаных пляжей включает большинство беспозвоночных, хотя моллюски, ракообразные и полихеты наиболее типичны. Устанавливается тенденция к большему распространению ракообразных на тропических и более

экспонированных пляжах, а моллюски предпочитают менее экспонированные и (или) умеренные пляжи. Полихеты тяготеют к относительно защищенным пляжам, а для моллюсков, скорее, предпочтительны промежуточные условия, но на пляжах моллюски обычно преобладают по биомассе.

Устанавливается значимая корреляция между разнообразием видов макрофауны, а также ее численностью, с одной стороны, и крупностью зерен и уклоном пляжа — с другой (рис. 4.6).

Работа волн определяет крутизну уклона и крупность песка, что лимитирует развитие фауны. Вместе с тем экспонированные пляжи с высокой энергией волн часто имеют более обильную фауну, чем менее экспонированные пляжи, когда на последних наносы крупнозернистые и существуют крутые уклоны. Тонкозернистые пески часто представляют следствие малых уклонов при интенсивном действии волн. Таким образом, сильноэкспонированный пляж может содержать богатую макрофауну, если он диссипативный (в противоположность рефлективному).

Распределение и плотность организмов на пляже связаны со многими факторами. Среди факторов, влияющих на распределение макрофауны, указывают размер песчаных частиц и (или) содержание органики, уклон пляжа, влажность песка, содержание питательных веществ в воде прибоя и динамические изменения, вызванные, например, штормами.

Данные, приводимые в табл. 4.1, позволяют сделать заключение, касающееся общего характера зависимостей, связывающих биомассу макрофауны пляжей с энергией падающих на берег волн.

Таким образом, видовое разнообразие, плотность организмов и их численность нарастают при снижении энергии волн, воздействующих на пляж, тогда как биомасса макрофауны значительно растет с ростом энергии волн и соответствующим увеличением крупности песчаных частиц. Из этих соотношений следует важный вывод о биопродукционном значении энергии подходящих к берегу волн и о большей продуктивности биотопов с большей проточностью вод.

Гораздо менее известна экология макрофауны ниже прибойной зоны. Фауна в общем случае отсутствует вблизи точки разрушения волн, но нарастает по численности и разнообразию в сторону берега и в сторону моря в соответствии с затуханием турбулентности, уменьшением крупности наносов и повышением

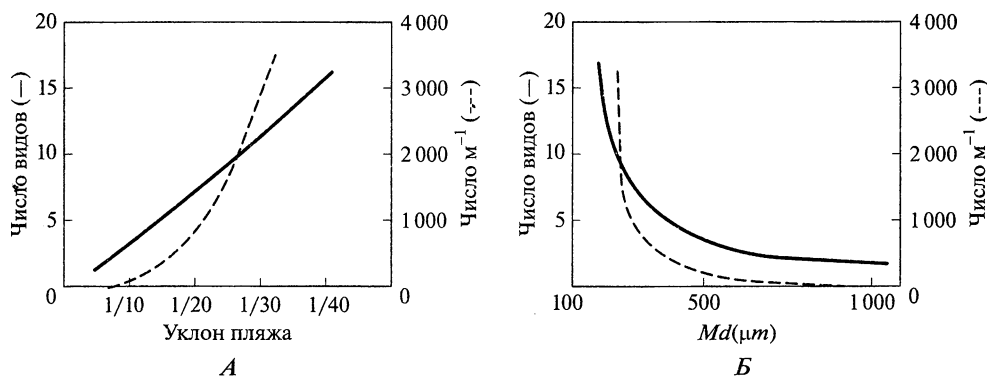


Рис. 4.6. Соотношения между разнообразием видов макрофауны, их численностью и уклоном (А) и размером частиц (Б) пляжей Южной Африки (Bally, 1983)

Таблица 4.1. Итоги осреднения макрофаунистической плотности и величин сухой биомассы, основанные на исследованиях 105 пляжей (Bally, 1983)

Свойства среды	Энергия		
	высокая	средняя	низкая
Число видов	11	17	30
Плотность, м <sup>-2</sup>	400	752	1 710
Плотность, м <sup>-1</sup>	20 045	34 571	2 797 867 <sub>4</sub>
Биомасса, г/м <sup>2</sup>	2,26	1,97	6,23
Биомасса, г/м	871	170	63
Диаметр частиц песка, мкм	310	257	238

содержания органического вещества. Так, в различных местах Средиземного моря на глубинах 1,5 — 5 м измерена численность фауны в 1 048 — 10 031 м<sup>-1</sup> и биомасса 2,5 — 11,7 г (сухой вес), а на берегах Шотландии сухая биомасса составила 1,3 г/м<sup>2</sup> и установлено 62 вида макрофауны в прибойной зоне и 3,7 г/м<sup>2</sup> со 116 видами — мористее зоны разрушения волн. Из такого распределения следует, что слишком суровые гидродинамические условия в области разрушения волн оказывают стрессовое воздействие на распределение макрофауны.

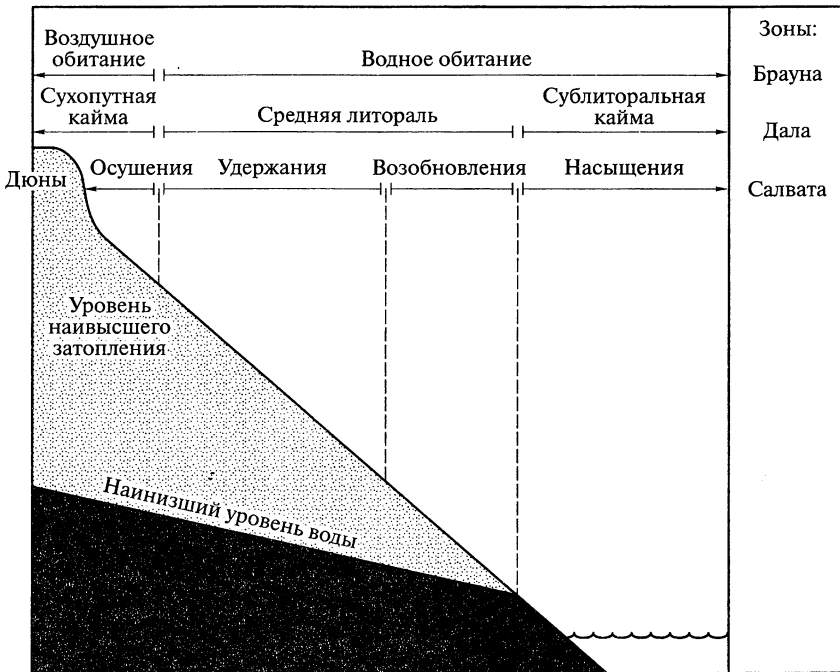


Рис. 4.7 Диаграмма схем макрофаунистической зональности песчаных пляжей (из McLachlan, 1983)

К настоящему времени разработано несколько схем макрофаунистической зональности песчаных пляжей (рис. 4.7). Схема Дэла основана на распределении ракообразных и устанавливает три зоны, эквивалентные трем зонам скальных берегов. В соответствии с этой классификацией выделяются сверху вниз: сухопутное обрамление, средняя — литораль, сублиторальное обрамление. Таким образом она определена биологически. Схема Салвата базируется на физических факторах, прежде всего, на степени насыщенности наносов водой, и определяет на пляже четыре зоны: осушения, удержания, возобновления и насыщения. Более общая схема Брауна разделяет пляж на области воздушного и водного дыхания.

**Энергетика песчаного пляжа.** Экологов уже давно занимает вопрос: можно ли считать песчаные пляжи самостоятельными экосистемами или они всего лишь переходная зона между морем и сушей? Оценка биомассы на разных трофических уровнях и в различных зонах пляжа, составляющих энергетического баланса и построение диаграмм пищевой цепи указывают (McLachlan, 1983), что практически вся пища для макрофауны поступает из моря: 93 % в виде живых организмов и детрита, а 7 % в виде трупов (главным образом, выброшенных на пляж медуз). Основные хищники — птицы (32 % потребления) и рыбы (55 %). Таким образом, пляж входит в систему моря, точнее, в систему береговой зоны моря, а не является переходной зоной. Единственный источник пищи, поступающей с суши, — насекомые, которые потребляются в основном птицами. Поскольку на подверженном воздействию прибоя пляже отсутствуют заметные продуценты, возникают сомнения, может ли он считаться самостоятельной экосистемой. Вместе с тем в зоне прибоя происходит «цветение» фитопланктона. На пляже интенсивно идет потребление и минерализация органического вещества. Система пляжа в значительной степени замкнута: фитопланктон потребляется макрофауной, а обитатели интерстициали действуют как деструкторы органического вещества. Добавим, что авторитеты в области исследования гидродинамики береговой зоны подчеркивали относительную замкнутость гидродинамической циркуляции в прибойной зоне.

Общая ассимиляция энергии бентосом составляет в данном примере  $354\,083\text{ кДж/м}^2$  в год (из них 33 % приходится на макрофауна, а 67 % — на интерстициальную фауна). Основная движущая сила экосистемы — энергия прибоя. Прибойный поток переносит вещество и энергию из моря и в море, одновременно обеспечивая полузамкнутость системы.

Главный источник энергии песчаных пляжей вдоль южного и западного берегов Южной Африки — остатки водорослей, выброшенные с подводного склона (Griffits et al., 1983). Свыше 2 т (во влажном весе) или в энергетическом эквиваленте  $4 \cdot 10^6$  кДж детрита водорослей откладывается ежегодно на погонный метр пляжа.

Благодаря этому пищевому ресурсу, сконцентрированному вблизи линии штормового нагона, здесь формируется зона максимума видового богатства макрофауны и биомассы. Макрофауна включает преимущественно полуназемных амфипод и насекомых и образует биомассу 2 кг/м (сухой вес).

Потребление водорослей травоядными составляет 71 % от поступивших, остальные 29 % перерабатываются бактериями и перемещаются в песчаные отложения или смываются в море. Большая часть материала потребляется травоядными и возвращается на пляж в форме продуктов экскреции.

Травоядная макрофауна поедается хищными птицами, изоподами. Они усваивают в общем 63 % их биомассы, однако благодаря отношению продукции к био-

массе макрофауны примерно в 2,5 потребление составляет лишь 25 % продукции макрофауны.

Растворенные вещества или твердые частицы водорослей, концентрирующиеся вблизи линии штормового выброса и проникающие в песок, быстро утилизируются бактериями и богатой мейофауной, в которой доминируют нематоды и олигохеты. Бактерии могут конвертировать водорослевый детрит в бактериальную биомассу с эффективностью свыше 28 % и обеспечивают полезный энергетический ресурс, имея отношение Р/В от 30 до 70. Мейофауна также может абсорбировать растворенный органический материал, но обратное (инверсное) соотношение между плотностью мейофауны и бактериальной биомассой указывает, что главная пища мейофауны — бактерии. Потребности в пище мейофауны примерно в 32 раза превышают бактериальный урожай на корню в 961 г/м, указывая, что ею потребляется вся бактериальная продукция.

Большая часть углерода водорослевого детрита, отложенного на пляже, рассеивается в виде  $\text{CO}_2$  через дыхательные потери бактерий или мейофауны. Количество питательных веществ, возвращающихся в береговую зону, однако незначительно по отношению к вкладу макрофитов и фитопланктона.

Таким образом утверждается, что пляжи, имеющие источником питания водорослевый детрит, не являются закрытыми экосистемами, а представляют собой стоки энергии, которые основаны на импортированных остатках и возвращают в море лишь ограниченные количества неорганических питательных веществ.

Приведенный вывод не является общим для всех типов песчаных пляжей. Обратим внимание и на то, что категоричность последнего утверждения тесно связана с проведением нижней границы пляжа, которая, как известно, располагается ниже уреза, а отнюдь не ограничивается урезом спокойного уровня.

### 4.3. Приливные осушки и марши

Широкое распространение в океанах и морях приливных явлений привело к формированию на берегах существенных крупных форм рельефа — осушек и маршей. Геоморфологические содержания этих терминов раскрыты в имеющейся литературе (В. П. Зенкович, 1962; Г. А. Сафьянов, 1996).

**Особенности геоморфологии.** В полосе квадратурного прилива развиты широкие поверхности приливных осушек. Они имеют малые уклоны, исчисляемые тысячными долями. Осушка характеризуется регулярным земноводным режимом — при полусуточных приливах она дважды в сутки затопляется и дважды освобождается от воды. Такой режим приводит к формированию здесь специфического рельефа (рис. 4.8). Поражает наличие на поверхности осушки множества замкнутых западин. Ветвящиеся в верховьях мелкие эрозионные промоины пронизывают все пространство осушки. Они формируются вследствие эрозии поверхности осушки, главным образом в субаэральном режиме, когда приливные воды начинают высачиваться из отложений и стекают по ее поверхности. Слияние мелких промоин дает начало более крупным эрозионным формам — желобам стока приливных вод. Эти формы рельефа имеют дно ниже уровня сизигийного отлива и представляют собой своеобразные убежища для животных, не переносящих осушения.

Собственно осушка обычно ограничивается сверху пляжем, сложенным галечным, гравийным или песчаным материалом. Укрупнение отложений осушки прослеживается и к ее нижней части, расположенной у уровня сизигийного отлива.

Каналы стока приливных вод часто обрамляются прирусловыми валами. Они образуются вследствие осадконакопления в зонах малых скоростей потоков. Ложбины стока приливных вод имеют древовидный рисунок гидросети, часто меандрируют. Отмечено, что чем крупнее состав отложений осушек, тем интенсивнее их морфодинамика.

Существенную роль в фиксировании поверхностей осушек играет растительность, которая располагается прежде всего на относительно возвышенных участках. Растительность способствует закреплению прирусловых валов и ускоряет седиментацию в их пределах. Верхнюю часть приливных осушек, освоенную растительностью, принято называть маршами, или лайдами. В англоязычной литературе солеными маршами, однако, называются практически все поверхности осушек.

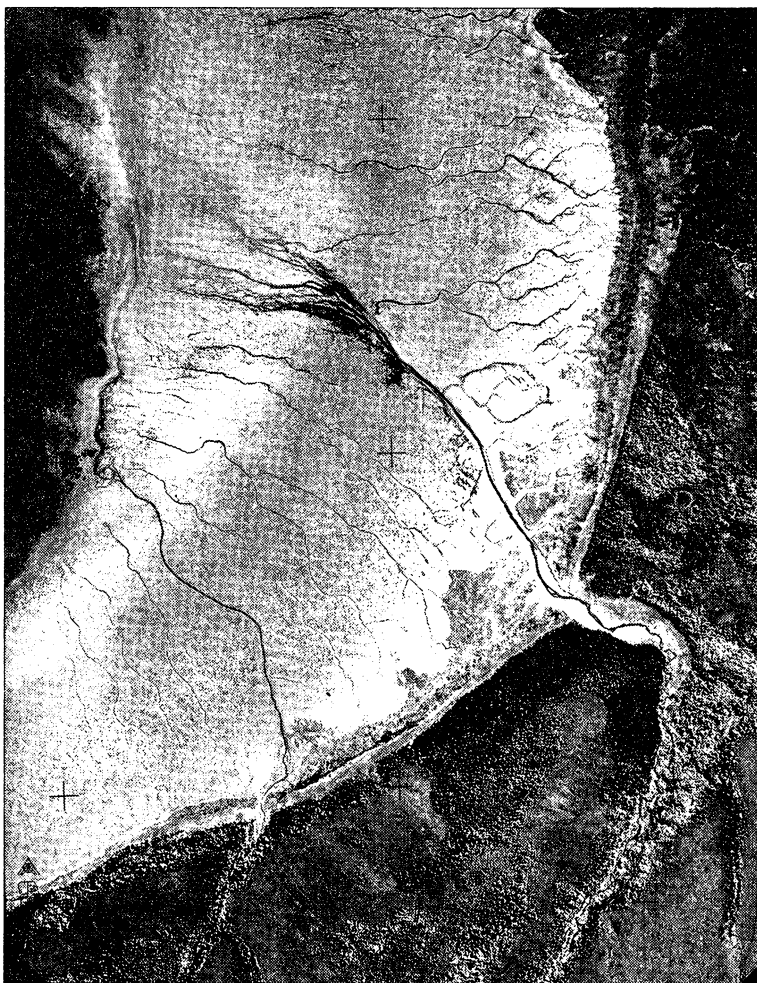


Рис. 4.8. Осушка залива Александра Охотского моря



В маршах Сапело-Айленд (Джорджия, США) по направлению к осям приливных ложбин происходит медленное оползание (крип) валов со скоростью по меньшей мере 1 дм в год. Этот процесс сопровождается эрозионным подрезанием валов.

Устрицы также влияют на морфологию русел каналов. В узких притоках местами развиваются устричные бары, формируя структуру чередующихся западин и бугров. В результате поселения устриц может сформироваться довольно крупный монолит. Такая глыба со временем становится ловушкой для осадков, и в последующем они заселяются спартиной. Многочисленные крабы, роющие норы в осадках марша, действуют на структуру отложений. Таким образом возникает новая поверхность маршей.

**Первичная продукция.** Ввиду того, что продуктивность водных растений связана с процессами фотосинтеза, наибольшая концентрация растений приурочена к малым глубинам, а следовательно, наиболее важна в береговой зоне океана.

Отчетливо различаются несколько функций водной растительности, существенных для морских берегов: 1) продукция веществ, используемых затем в качестве прибрежно-морских наносов или для формирования монолитных поверхностей; 2) косвенное влияние на действие гидрогенных процессов, в частности ослабление морского волнения и создание условий, благоприятных для осадконакопления в том числе и мелкозернистого материала; 3) защитная и деструктивная работа растений на коренных скальных поверхностях; 4) создание в ряде случаев продуктивной основы для пищевой цепи сообществ.

Продуктивность водной растительности тесно связана с климатической зональностью. Наиболее эффективно действие растительности в формировании облика берегов проявляется в условиях тропического и экваториального поясов и находит отражение на коралловых и мангровых побережьях. В умеренных широтах большая роль принадлежит морским травам маршей. И наконец, как на берегах умеренных, так и высоких широт существенно проявляют себя водоросли в качестве фактора, влияющего на литодинамику берегов.

Среди биоценозов коралловых рифов на первом месте по продуктивности карбонатного материала стоят известковые водоросли, которые в среднем составляют 30—50 % известняка (Meade, 1972). На втором месте находятся рифообразующие кораллы (10—30 %), на третьем — различные моллюски (10—20 %) и на четвертом — фораминиферы (1—10 %). Среди известковых водорослей наибольшее значение для осадкообразования имеют красные (багряные) водоросли (литотамнии) и зеленые водоросли (халимеда). Известковые водоросли обитают в местах с достаточным количеством света и их массовое развитие приурочено к глубинам до 10 м. Однако в лагунах отдельных атоллов Тихого океана граница распространения этих водорослей может опускаться до 30—40 м. На берегах Кубы известковые водоросли халимеда распространены обычно на глубине 4—6 м и их осадкообразующая роль нередко превышает 30 %.

Наиболее полное выражение роль растений получает на мангровых берегах и в пределах маршей. Мангровые леса формируются высокоспециализированными растениями, обладающими адаптацией к обитанию в узкой полосе береговой зоны между отметками сизигийного прилива и среднего уровня моря, лишь незначительно выходя за ее пределы. При этом макроприливные условия не являются благоприятными для мангровой растительности.

Максимум развития мангровые леса и берега достигают в экваториальном поясе и во влажных тропиках. В аридных условиях мангровая растительность, напротив, деградирует до узкого окаймления, сменяющегося в сторону суши солеными маршами или гиперсолеными илистыми осушками (берега Красного моря, Персидского залива). Мангровые распространяются также в эстуариях, поскольку оптимальные условия для их роста — пониженная соленость в 20 — 50 % от океанической.

Основной особенностью мангровых берегов является их подчиненность по отношению к другим береговым формам. Это объясняется довольно узким диапазоном экологической толерантности мангровой растительности. Мангровые чувствительны к воздействию волн и не выносят подвижности субстрата. Они могут поселяться на грубообломочных осадках и даже на скальном субстрате. С этим в первую очередь связано развитие мангровых в лагунах и в волновой тени аккумулятивных форм и под прикрытием рифов.

Мангровая растительность изменяет структуру течений и способствует повышению скорости осадконакопления и нарастанию берега. Мангровые сообщества современных берегов начали распространяться главным образом в позднем голоцене. Скорость накопления мангровых торфов при этом была менее 1 м за 1 тыс. лет. Мангровая растительность распространилась и приобрела современное берегоформирующее значение лишь в период стабилизации уровня моря. Современное развитие мангровых берегов за последние столетия характеризовалось выдвиганием берега в море.

В эстуариях тропического пояса океана детритная пищевая цепь основана на листьях мангровых деревьев. В эстуариях и лагунах Флориды, Кубы, Мексики и Никарагуа листья растущих здесь красных мангров поступают в акваторию в количестве 9 т на 1 га в год, что эквивалентно 2,5 г, или 11 ккал/м<sup>2</sup> в день (Одум, 1975). Потребление листьев мангров насекомыми не превышает 5 %, а большая часть чистой продукции разносится течениями по акватории эстуариев. Размеры частиц, поглощаемых детритофагами, изменяются от довольно крупных фрагментов до мельчайших частиц нанодетрита, на которых сорбируется органический материал. Среди детритофагов преобладают мелкие крабы, нематоды, полихеты, травяные креветки и брюхоногие моллюски, а эти виды животных потребляются почти всеми мелкими рыбами.

Уклоны илистых осушек, на которых обитают мангровые заросли, невелики и составляют в среднем около 0,0005. Ширина мангровых зарослей на многих берегах достигает десятков километров.

Тропические ураганы нередко наносят урон густым зарослям. Но вероятно наиболее значимы те потери, которые наносятся мангровым деревьям двустворчатым моллюском тередо и некоторыми сверлящими ракообразными. С них начинается цикл разрушения леса в море, окончательно завершаемый более мелкими существами, морскими грибами и бактериями. Без разрушительной работы множества организмов прибрежные воды задохнулись бы от огромного количества мертвой древесины.

Марши представляют собой часть приливного берега, однако в структурном отношении они сложнее осушек, поскольку их поверхность интенсивно освоена разнообразной растительностью, прежде всего морскими травами, которые существенно влияют на происходящие здесь процессы. Марши часто окаймляют эстуарии и именно здесь сосредоточивается 1/3 растительной массы Мирового океана.

Другая частая причина, ограничивающая распространение растительности на берегах, — воздействие волнения. На берегах с высокой энергией волн сохранение растительности оказывается невозможным из-за подвижности субстрата — размыва или чрезмерной скорости осадконакопления. Кроме того, многие растения не могут расти или размножаться в водах с нормальной океанической соленостью, так как испытывают потребность в относительно опресненной воде.

Две главные группы растений встречаются в эстуариях (McLuscy, 1981). Первая представлена морскими растениями. Она включает морские травы (водоросли), такие, как виды *Enteromorpha*, растущие на устойчивых илистых поверхностях. Типично морские травы скальных берегов — фукусы и zostера — встречаются и в эстуариях.

Вторая группа растений — растения суши, распространенные преимущественно вблизи соленой воды, но никогда постоянно не живущие под водой. Внутри эстуариев это тоже морские растения. Сообщество марша формируется в верхней части приливных районов. Марши быстро заселяются галофитными растениями, такими, как zostера, болотная кукуруза и рисовая трава. Марши обычно располагаются между уровнями квадратурного и сизигийного приливов. В этом районе растения не покрываются водой каждый день, но обязательно затапливаются во время сизигийных приливов. Растения маршей должны быть устойчивы к периодическому затапливанию соленой водой.

Внутри марша можно выявить зональность в распределении отдельных видов растений. Здесь происходит последовательная смена сообществ от первых растений, освоивших илистую поверхность, до растений, живущих на твердом илистом субстрате. Растительность улавливает алеврит и постепенно поверхность расширяется, марш растет и в высоту. Тенденции к аккумуляции на большей части поверхности марша иногда сочетаются с локальными явлениями размыва.

Установлено, что первым «колонистом» илистых берегов Британии является типичное растение маршей *Salicornia*. Со временем свободные пространства ила занимаются саликорнией и по мере увеличения плотности растительного ковра заселяются травой *Glyceria maritima*.

Марши североморских побережий Великобритании и Нидерландов могут считаться сложнодоминантными. Резким контрастом по отношению к ним являются марши тихоокеанского и атлантического побережий Северной Америки, последние на огромном пространстве представлены единственно преобладающим сообществом *Spartina alterniflora*.

На большинстве побережий Атлантического океана, в частности на побережье Мексиканского залива, спартина проявляется в двух формах: высокой и низкой. Распределение соответствующих форм спартинны тесно связано с геоморфологическими условиями маршей: высокая спартина (около 1 м) располагается на аккумулятивных валах приливных желобов, а низкая (60—80 см) характерна для внутренних частей валов, имеющих относительно низкое гипсометрическое положение.

У спартинны было установлено существование двух метаболических адаптаций к затоплению (Mendelsson et al., 1981). Аэренхима (воздухоносная ткань) спартинны передает достаточное количество кислорода к корням растения для преобладающего аэробного дыхания в умеренно редуцированных осадках. Затапливаемые растения продолжают существовать за счет анаэробного дыхания.

Таким образом изменения гидрологического режима маршей, которые вызывают увеличение времени затопления, могут воздействовать на корневое дыхание

и, следовательно, на продуктивность растений. Очевидно, что режим затопления определяется и геоморфологическими условиями. Таким образом, любое изменение геоморфологических условий приведет к изменению продуктивности спартины.

**Продуктивность маршевой растительности.** Продуктивность маршевых растений определяется многими факторами, среди которых наибольшее значение имеют свет, температура, субстрат, питательные вещества, поступающие за счет речного стока или из моря. Тем более удивительной кажется прямая зависимость продуктивности сообщества спartiнового марша от высоты прилива. Причинная связь продуктивности с высотой приливов заключается в том, что приливы и обусловленные ими течения увеличивают приток питательных веществ, удаляют метаболиты, осуществляют круговорот веществ.

Энергия приливов используется растениями для полноценной ирригации их корневых систем и, кроме того, необходима для многих симбиотических организмов, в частности микробиальных сообществ в осадках марша. Значительная высота приливов неблагоприятна для растений. Очевидно, что при высоких скоростях движения воды возникает необходимость формирования защитных механизмов, на что расходуется часть энергии. Слишком малые скорости, не создающие необходимого притока питательных веществ и оттока метаболитов, также не будут способствовать росту продуктивности растений.

Размеры продукции в большой степени зависят от видового состава растительности и природы субстрата, на котором растения развиваются. Большинство оценок первичной продукции растений маршей выполнено по эстуариям атлантического побережья США (Gallagher, 1978). Типичные величины продукции растений на маршах штата Мэн составляют от 485 г сухого веса на 1 м<sup>2</sup> в год для *Juncus gerardi* до 5 163 г/м<sup>2</sup> в год для *Spartina patens*. Характерно, что внутри одного вида продуктивность зависит от геоморфологического положения растительности и как следствие от гидродинамического режима. Так, банка приливного желоба, покрытая *Juncus gerardi*, продуцировала 3 500 г/м<sup>2</sup> в год, тогда как высокий марш — всего лишь 485 г. Сильная зависимость продуктивности растений от геоморфологических условий затушевывает влияние климата на продуктивность растений. Все же при анализе примерно 50 значений продуктивности для маршей атлантического побережья США, включающих четыре наиболее распространенных вида растительности, удается сделать вывод, что максимальная продуктивность в 1 500—2 400 г сухого веса на 1 м<sup>2</sup> в год свойственна маршам на 30—32° с. ш., а к 38—44° она имеет тенденцию к снижению до 400—900 г/м<sup>2</sup> в год. К 28° с. ш. также наблюдается снижение продуктивности до 750—1 800 г/м<sup>2</sup> в год.

Для морских трав продуктивность широко распространенной зостеры — 140—800 г/м<sup>2</sup>, а для черепашьей травы — 1 500—2 500 г сухого веса/м<sup>2</sup> в год. Столь же значительны величины продукции мангровой растительности: они изменяются в пределах нескольких сотен граммов на квадратный метр.

Занимая обширные пространства маршей, различные виды растительности поставляют в пределы эстуариев огромные количества органического материала. Растительность маршей лишь на 5—10 % потребляется консументами, а остальная часть в измельченном виде под воздействием волн и приливных течений попадает в эстуарий, образуя частицы детрита, имеющие высокую пищевую ценность. К детриту относят обычно все типы биогенного материала в различных стадиях микробиального разложения, представляющие источник энергии для консументов.

Воды эстуариев, насыщенные детритом, иногда называют «густым растительным бульоном».

Фитопланктон — основа пищевой цепи открытого океана. Однако на маршах его роль существенно уменьшается. Причина заключается в большей замутненности прибрежных вод, затрудняющей фотосинтез.

**Система соленого марша.** До недавнего времени марши считались не более чем соленой пустыней — своеобразным дополнением к эстуариям, ярко оттеняющим их высокую продуктивность. На большинстве побережий умеренной зоны они представляют собой субаквальную травяную поверхность, на которой улитки и кузнечики сосуществуют с единственным видом спартины. Марши затопляются водой с высокой степенью ионизации и низкой турбулентностью. В качестве ферментационной системы особенность маршей состоит в том, что одна треть или более их первичной продукции трансформируется анаэробно. Некоторые экологи считают, что марши представляют собой смесь нескольких экосистем — комплексные экотоны, имеющие широкий диапазон условий от влажных до сухих, от аэробных до анаэробных, от соленых до пресных вод. Марши в целом и каждый марш в отдельности изучались на различных уровнях и с различных точек зрения. Чем глубже они изучались в отношении частных компонентов их природы, тем очевиднее становилась необходимость междисциплинарного подхода к их исследованию. Наиболее полно этот подход отражен в монографии под редакцией Л. Помероя и С. Вигерта (Pomeroy, Wiegert, 1981), написанной на основе длительного изучения марша Сапело-Айленд на атлантическом побережье США. Ниже широко используются выводы этого фундаментального исследования.

**Разнообразие и устойчивость.** Основные закономерности развития общие для всех маршей, поскольку марши очень сходны в структурном и функциональном отношениях.

Возникает необходимость объяснения, почему же тогда марши так изменчивы на разных берегах. Основная причина изменчивости состоит в преобладающей роли физических факторов, которые определяют как направление и скорости транспорта различных материалов, так и набор видов консументов. Климат тоже является важной переменной, но наибольшие различия возникают по гидрологическим и литодинамическим характеристикам окружающей среды. Гидродинамический режим, гранулометрический и химический состав осадков, скорости осадконакопления будут влиять не только на продукцию растений, но и на скорость микробальной трансформации их продукции.

По богатству видов спартиновые марши исключительно низкоразнообразные системы по структурной сложности пищевой цепи.

По мнению некоторых экологов, низкое разнообразие соответствует отсутствию стабильности. Однако марши все же замечательно устойчивы. Спартинадоминантные марши существуют на одном и том же месте длительные периоды. Марши обладают способностью противодействовать многим изменениям. Вместе с тем отдельные изменения, такие, например, как ограничения приливных течений, могут воздействовать на спартину и на марши и привести к драматическим последствиям. Хотя приливные течения — основная причина значительных и быстрых изменений в среде маршей, приливные течения не вызывают изменений вследствие периодичности и обратимости действия. Размыв маршей штормами, дождевой эрозией и течениями — вот некоторые физические факторы, вызывающие нарушение их устойчивости.

Перемещение и обновление вод приливами, с другой стороны, может быть средством поддержания стабилизирующего механизма поступления питательных веществ в почвы. Система устойчива к изменениям, исключая изменения, вызванные человеком.

В общем случае длительные или постоянные изменения приливных течений оказывают влияние на растительность и, следовательно, на физические и химические характеристики почвы. Изменения биологической природы оказывают меньшее влияние на марш в целом.

Главный фактор защиты маршевой растительности — приливное затопление поверхности. Ежедневный приток воды исключает из числа постоянных потребителей большую группу животных, эксплуатирующих сухопутные пастбища.

Прямые консументы трав потребляют лишь малую долю ее продукции — около 5—10 %. Остатки спарты и других растений поступают в детритную пищевую цепь. Большая часть детрита на марше и в желобах трансформируется в биомассу беспозвоночных. Но продукция фитопланктона вместе с бентическими диатомовыми также довольно существенна. Если детрит должен превратиться в микробиальную биомассу в общем не более чем на 50 %, то органический углерод и доступная энергия для макроконсументов из водорослей гораздо выше, чем из детрита.

Также следует учесть продукцию, производимую ниже поверхности грунта корнями, ризомами, и растворенные органические вещества, количество которых сравнимо с общей доступной продукцией из всех источников, расположенных над поверхностью грунта. Этот материал продуцируется в почве, которая мозаично аэробна и анаэробна, но преимущественно располагается в анаэробной зоне. Для большей части продукции ниже поверхности грунта существенны анаэробная пищевая цепь ферментации, денитрификация, сульфатредукция и метаногенез. Эти процессы действуют совместно, продукция одного процесса зависит от конечных продуктов каждого из других процессов.

Макроскопические животные потребляют гораздо меньше энергии, чем микробы, хотя продукты макроконсументов могут продуцировать в экосистеме поток энергии, гораздо больший, чем их энергетические возможности. Например, полосатая мидия гораздо более важна в создании богатых фосфором осадков, нежели в потреблении энергии. Мидии фильтруют за сутки 1/3 фосфора в вышерасположенной воде и отлагают его большую часть в виде псевдофекалий. Таким образом, макроконсументы выступают в роли контролеров потоков энергии.

Активность разложителей может существенно повыситься при размалывании частиц крабами, креветками и другими макроскопическими животными, так как в результате увеличивается поверхность, доступная для микробиального воздействия. Наряду с этим происходит регенерация питания микробов. Переворачивание осадков макроконсументами увеличивает оборот водорослей и питательных веществ в контакте с бентическими микроводорослями. Биотурбация обеспечивает существование других организмов, рост мутности воды и действует на первичную продукцию и детритное разложение. Маршевые крабы выкапывают норки и тем самым перемещают и локально аэрируют осадки на глубину от 10 до 100 см. Норы способствуют росту спарты, и ходы крабов становятся жилищем для различных симбиотических организмов. Манящие крабы переворачивают и аэрируют основание марша в полсантиметра мощностью и питаются каждый отлив. Такие биотурбации стимулируют первичную продукцию диатомовых при

наличии питательных веществ и достаточной освещенности. Детритное разложение и микробный оборот веществ может стимулироваться в пределах аэробной зоны, где регулярно питаются манящие крабы. Барабулька перерабатывает огромные количества поверхностных осадков, когда питается в желобах. Одна барабулька длиной 20 см способна «обработать» до глубины 0,5 см поле осадков площадью 45 м<sup>2</sup> за год. Активная аэрация осадков ускоряет разложение, обогащает взвесью воду, что может сдерживать продукцию фитопланктона.

Наиболее значительная роль в переработке маршевых осадков Сапело-Айленд принадлежит манящему крабу (Odum, Cruz, 1967). При копании нор происходит перемещение осадков в поверхностном слое. Плотность нор изменяется от 50 до 700 на 1 м<sup>2</sup> с максимальной плотностью вблизи банок желобов.

За один месяц краб выкапывает 182 ± 5 г влажного осадка на 1 м<sup>2</sup> со средним значением 3,75 ± 0,75 г на нору. Из 182 г/м<sup>2</sup> выкопанных осадков в среднем на долю органического углерода приходилось 19,5 ± 0,5 г.

Годовая экскавация осадков была оценена в 157 г/С · м<sup>2</sup>. Среднее дыхание нор составляет от 20 до 90 % дыхания маршевых осадков. Ходы крабов на высоком марше увеличивают стоящие на корню урожаи спартины на 23 %.

Химический состав воды в ходах зависел от интерстициальной воды. Между тем соленость воды нор составляла 20 — 23<sup>0</sup>/<sub>00</sub>, тогда как соленость поровой воды осадков была равна 37 — 45‰.

Комбинированные эффекты, возникающие от поступления питательных веществ, низкой солености, большого содержания кислорода и низкого содержания сульфидов, интенсивность мелиорации корней спартины — все это результат жизнедеятельности манящего краба.

Важную роль в энергетическом балансе экосистемы марша играют нематоды (рис. III цв. вкл.). Их популяции могут достигать десятков миллионов экземпляров на 1 м<sup>2</sup>. Наибольшей плотности они достигают на прирусловых валах приливных желобов. По направлению к низкому маршу и дну приливного желоба их численность снижается в 1,5 — 2,5 раза. Нематоды принимают участие в разложении органических веществ. В процессе жизнедеятельности они выделяют огромное количество слизи, улучшают дренажный режим осадков, способствуют насыщению воды кислородом, стимулируют рост бактериальной флоры. Относительная плотность их популяций может достигать 90 % общей площади беспозвоночных. Биомасса нематод достигает десятков граммов на 1 м<sup>2</sup>, или 2 — 5 % биомассы беспозвоночных.

Значительная часть энергетического потока бентических экосистем проходит через нематод. Количество кислорода, потребляемого ими, может составлять 50 — 100 % кислорода, потребляемого всей макрофауной. Нематоды, занимая второй и третий трофические уровни, активно участвуют в трансформации энергии в экосистемах эстуариев:

Модель потока энергии на соленых маршах Джорджии (США) представлена на рис. 4.9.

Поступающая в систему энергия утилизируется двумя разновидностями продуцентов — спартиной и водорослями. На долю спартины приходится около 3/4 энергии, а на долю водорослей — около 1/4 энергии, поступающей для дальнейшей трансформации. Важным звеном преобразования энергии является деятельность бактерий. Некоторая часть энергии трансформируется насекомыми и пауками. Контрольными функциями в системе обладают крабы и нематоды. В результате

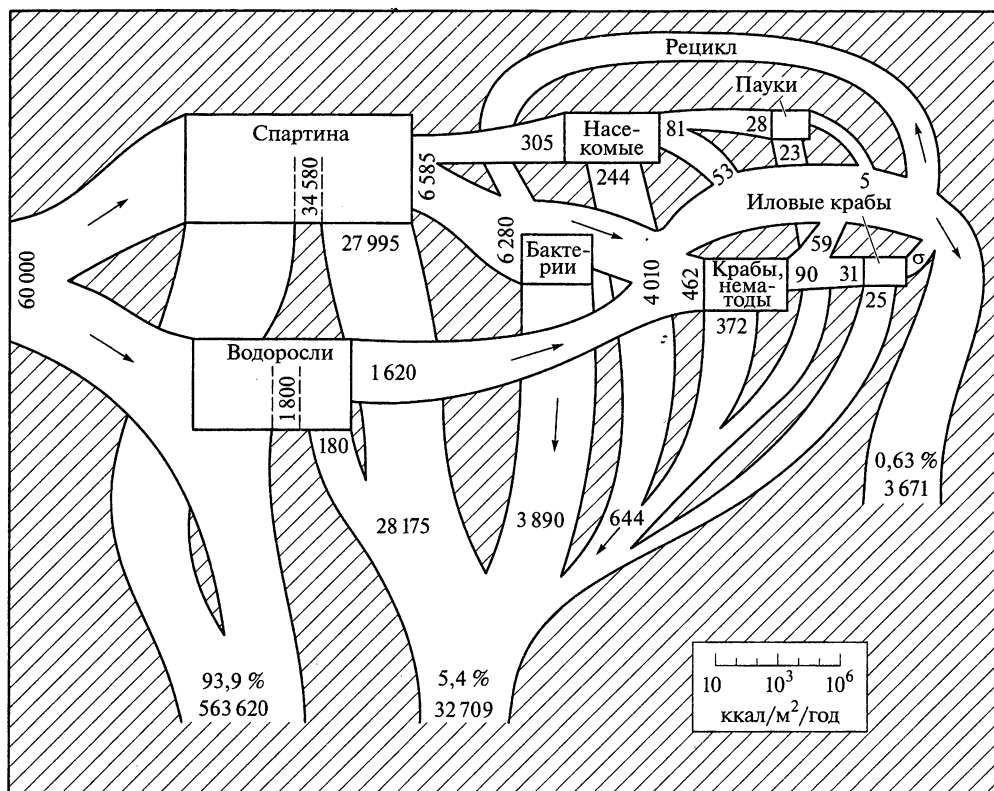


Рис. 4.9. Модель потоков энергии маршей Джорджии (США) (из Teal, 1962).

Два выхода потоков вниз представляют собой потери тепла, тогда как сток потока справа — итоговую вторичную продукцию, экспортируемую из марша

их деятельности часть потока энергии рециркулирует, пополняя запасы энергии системы. Около 0,6 % исходного потока энергии составляет чистая вторичная продукция, экспортируемая из марша в эстуарий.

Таким образом, представленная схема учитывает лишь одностороннее поступление энергии со стороны марша в воды эстуария. С общеэнергетических позиций она отражает реальную ситуацию, складывающуюся при взаимодействии маршей и открытых вод эстуария, однако вещества и микроэлементы морского происхождения, поступающие в систему марша, могут играть существенную роль в повышении уровня его продуктивности.

Внимательное изучение геохимии эстуариев (Nixon, 1980) побуждает к гораздо большей осторожности в оценке направлений потоков веществ при обмене маршей и вод эстуариев.

В осадках маршей накапливаются некоторые металлы, включая свинец, медь, цинк, железо и марганец. Для некоторых металлов, в частности для свинца и меди, отложение из атмосферы более существенно, чем отложение из приливных вод. Доказано, что марганец в бескислородных поровых водах маршевых осадков ремобилизуется и экспортируется из марша диффузией через поверхность осадок — вода, но трудно оценить важность вклада этого потока в бюджет марганца эстуария.



В общем марши действуют как трансформаторы азота, импортируя растворенные окисленные неорганические формы азота и экспортируя растворенные и частично восстановленные его формы.

Марши представляют собой стоки общего фосфора. Они обеспечивают ремобилизацию фосфатов в осадке и частичный экспорт фосфатов. Величина экспорта, вероятно, меньше 0,5 % общего потока фосфора.

Уровни питательных веществ или первичной продукции были существенно выше в большинстве эстуариев с относительно развитой площадью маршей по сравнению с другими районами.

#### 4.4. Коралловые рифы

Наиболее полно особенности геоэкологии биогенных берегов могут быть рассмотрены на примере рифогенных берегов, где основным источником наносов является биогенная продукция коралловых рифов, а формы рельефа возникают при взаимодействии рифостроителей с волнением (Guilcher, 1988; Stoddart, 1969).

Общая площадь распространения коралловых рифов составляет около 0,6 млн км<sup>2</sup> (Smith, 1978). Соответствующие расчеты представляются преуменьшенными, по крайней мере, в два раза. Однако физическая поверхность коралловых зарослей Мирового океана, по приближенным оценкам Ж. И. Кусто, в 20 раз превышает площадь Европы.

Область развития коралловых рифов включает не только устойчивые к волнению поверхности, созданные кораллами, коралловыми водорослями и другими организмами, но также и ассоциированные с ними сообщества и седиментации.

Таблица 4.2. Распространение коралловых рифов в наиболее крупных регионах Мирового океана (Smith, 1978)

Океанический регион	Площадь развития, тыс. км <sup>2</sup>	Процент от общей площади распространения кораллов
Азиатское средиземноморье (Филиппины, Индонезия и т.п.)	182	30
Индийский	146	24
Южно-Тихоокеанский	77	13
Северо-Тихоокеанский	76	12
Карибский	57	9
Северо-Атлантический	32	5
Красноморский	27	4
Персидский залив	12	2
Южно-Атлантический	8	1
Всего	617	100

онные ансамбли. Данные табл. 4.2 суммируют результаты вычислений площадей распространения коралловых построек, полученных с учетом их развития на глубинах 0—30 м.

Общая площадь распространения кораллов приблизительно  $6 \cdot 10^5$  км<sup>2</sup>, свыше половины ее приходится на Азиатское средиземноморье и Индийский океан. Рифы занимают около 0,17 % дна Мирового океана и около 15 % районов океана внутри диапазона 0—30 м.

Кораллы — это полипы с известковым скелетом. Коралловая колония представляет собой в основном мертвый известковый скелет, покрытый тончайшим слоем живых полипов.

Существует большая группа морских организмов, объединенных под общим названием «рифостроители» (герматипные кораллы). К ним относятся рифообразующие кораллы, известковые водоросли, мшанки, гидроиды. Они растут в пределах глубины проникновения около 1 % солнечного излучения, падающего на водную поверхность. Эти сообщества живут обычно на глубине меньше 30 м. Их распределение характеризуется ярко выраженной зональностью.

В Мировом океане насчитывается около 550 видов мелководных шестилучевых кораллов, основная часть которых обитает в Индийском и Тихом океанах. Герматипные кораллы имеют два главных источника питания: органическое вещество, производимое зооксантеллами в их тканях, и жертвы, пойманные ими с помощью стрекательных клеток. Симбиотические водоросли зооксантеллы обеспечивают до 98 % пищевых потребностей кораллов. Кораллы и зооксантеллы находятся в отношениях взаимной выгоды. Присутствие зооксантелл, продуктивность которых зависит от фотосинтеза, стимулирует отложение кораллами карбоната кальция. Средний темп роста отдельных полипов около 4 см в год. Однако некоторые виды рода *Acropora* способны вырастать за год на 10 см, а ветвистые формы — до 20 см в год, тогда как максимальные измеренные скорости прироста составляют 25 см в год. Кораллы имеют разнообразные формы. Массивные кораллы (например, *Montastrea*) имеют низкое отношение поверхности к объему сравнительно с ветвистыми и листовидными формами и, соответственно, растут с меньшей скоростью — 6—12 мм/год. Следует иметь в виду, что поверхность кораллов представляет собой живущее животное, тогда как объем — мертвый скелет, поэтому кораллы с развитой поверхностью являются сравнительно более быстрорастущими (рис. 4.10).

Вместе с тем массивные формы распространены там, где воздействие волн наиболее интенсивно, а хрупкие формы обитают в спокойных водах (например, в лагунах). Движение воды, если оно не чрезмерно сильное, полезно для рифов, поскольку очищает их поверхность от осадков. При отсутствии значительных движений воды оседающие на дно наносы покрывают организмы, неподвижно прикрепленные ко дну. В лагунах накапливаются илы, и живут только те виды, которые способны сбрасывать ил, не позволяя «задушить» себя слоем осадков.

Кораллы чрезвычайно чувствительны к свету, поскольку фотосинтез может осуществляться зооксантеллами только на свету. Оптимальные условия освещенности находятся на глубинах 5—10 м, где равномерное освещение приводит к возникновению полусферических и сферических форм. На глубинах, превышающих 30 м, многие виды не в состоянии существовать, зато возрастает число колоний, имеющих листовидную форму и успешнее переносящих недостаток света. Пластинчатые колонии обитают на внешней стороне рифа, стремясь расположиться

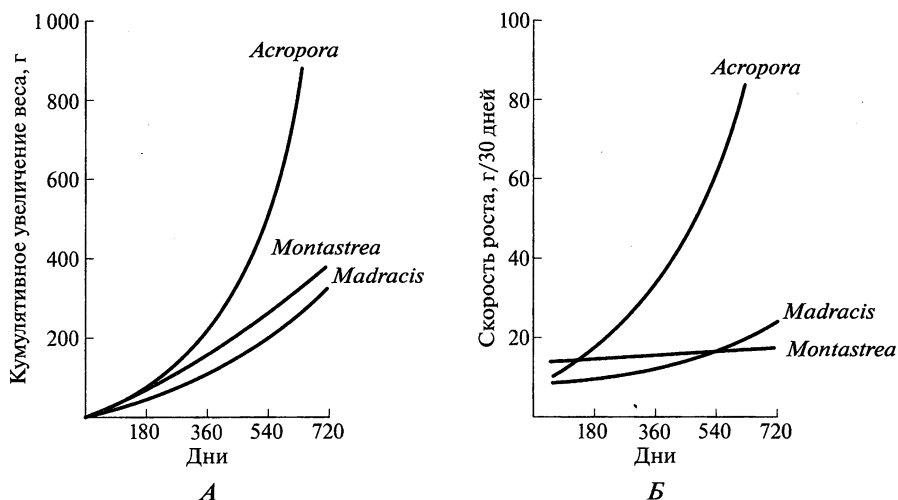


Рис. 4.10. Размеры колоний трех видов кораллов за два года на различных глубинах (*Acropora palmata* — 3 м, *Madracis mirabilis* — 12 м, *Montastrea annularis* — 15 м) (из Teal, 1962):

А — кумулятивное нарастание сухого веса по отношению к исходному; Б — рост за 30 дней

так, чтобы перехватывать как можно больше света. Однако они редко оказываются под самым выгодным для улавливания света углом, поскольку им пришлось бы занять близкое к горизонтальному положение, которое способствовало бы накоплению оседающей взвеси. Поэтому пластинчатые колонии располагаются под углом, достаточно малым для улавливания света и достаточно большим, чтобы обеспечить соскальзывание оседающих частиц или их стряхивание при минимальных углах.

При недостатке света кораллы стремятся увеличить площадь и растут вширь. Распространение кораллов ограничивается тропической и экваториальной зонами, где температура воды не ниже 20,5 °С. Перегрев воды (до 40 °С) неблагоприятен для их роста, а оптимальные температуры существования находятся в пределах 25—29 °С. Кораллы не выносят опреснения, чувствительны к заилению и особенно к загрязнениям.

Активные герматипные кораллы занимают передовую пририфную зону, где волновая турбулентность наиболее активна. Нижняя, морская, часть рифа состоит из разрушенных волнами обломков рифов. Благодаря большому морфометрическому разнообразию поверхности рифов очень устойчивы. Рифы сохраняют стабильность, несмотря на многочисленные природные катастрофы. Последствия сильных штормов компенсируются очень медленно, приблизительно за 25 лет.

**Геоморфологические особенности коралловых рифов.** Наиболее распространенными типами рифов в современных морях являются: 1) окаймляющие, формирующиеся возле берегов; 2) барьерные, формирующиеся вдали от берега; 3) атоллы — рифовые острова обычно округлой формы с лагуной в центре, типичные для открытого океана, но открытая форма атоллов — далеко не общее правило; 4) фарос — кольцевые рифы небольших размеров, характерные для шельфов тропических морей; 5) столовые рифы, возникающие над дном мелководий в виде отдельных банок; 6) коралловые бугры, или пятнистые рифы, — небольшие внутрилагунные рифовые постройки столообразной формы с субвертикальными

и вертикальными стенками и небольшой уплощенной вершинной поверхностью (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Окаймляющие рифы характерны для узких шельфов с большим уклоном подводного берегового склона. Ширина рифа обычно около 50 м, но иногда достигает 200 м. Окаймляющие рифы широко представлены у берегов Вьетнама, в Карибском море у берегов Кубы и Ямайки.

Наиболее грандиозные формы среди коралловых построек — барьерные рифы. Среди них самый крупный Большой Барьерный риф Австралии занимает площадь 344 тыс. км<sup>2</sup>. Морской край рифа отделяется от материка обширной мелководной платформой и желобом и отстоит от него на расстояние до 350 км. Барьерные рифы обнаружены у островов Филиппинских, Новая Гвинея, Новая Каледония, Мадагаскар, Цейлон, Фиджи, Куба. Барьерный риф Белиза у побережья Южной Америки протягивается на 250 км и имеет ширину 10—32 км, будучи отделен от берега лагуной шириной до 25 км. Барьерные рифы представляют собой целые страны с разнообразнейшими коралловыми постройками, мангровыми отмелями, островами.

Основанием атолла обычно служит вулканическая постройка, вокруг которой возникает сначала окаймляющий риф, затем по мере погружения он превращается в барьерный риф, а далее — в кольцевой риф, окружающий мелководную лагуну. На атолле Бикини мощность коралловых известняков составляет 1 220 м, что свидетельствует об устойчивости направления развития атолла. В Мировом океане известно около 450 атоллов, большинство из них находится в группах островов и архипелагах тропической зоны Тихого и Индийского океанов.

Кольцевая форма атоллов возникает чаще всего как следствие равномерного действия волнений, подходящих от различных румбов. Преобладание волнений определенных направлений вызывает эволюцию очертаний атоллов в направлении наибольшей устойчивости контура. При действии сильных волнений береговая линия приобретает сложные очертания, ориентированные по отношению к наиболее значимому волнению под углами 0° или 90°, т. е. фактически минимизирующие вдольбереговое перемещение наносов.

Кольцевые коралловые рифы фарос возникли в отличие от атоллов на ровных тропических шельфах, и мощность коралловых построек у них гораздо меньше, чем у атоллов. Фарос известны в морях Индонезии и в Карибском море. Столовые рифы характерны для шельфов тропических морей и представляют собой многочисленные плосковершинные банки. Крупнейшей из них является Багамская банка.

Коралловые бугры (столбообразные рифы), или пятнистые рифы, обычно заполняют коралловые лагуны, отделяясь друг от друга песчаными пространствами. Они похожи на столбы или пирамиды, а иногда на грибы с тонкой ножкой и широкой вершиной.

Ввиду сложности рельефа коралловых рифов возникла необходимость введения понятия «рифовый комплекс», который понимается как совокупность собственно рифовых построек, так и ряда связанных с ними элементов ландшафта. В частности, в рифовый комплекс могут входить прибрежные отмели, мангровые заросли, лагуны, каналы и проходы на окаймляющих и барьерных рифах.

Каждый рифовый комплекс имеет зональное строение. Снизу вверх различают следующие основные зоны: внешний склон (эскарп) рифа; рифовое плато (риф-флет); внутренний склон рифа; лагуна.

*Внешний склон* — передовая подводная часть кораллового рифа — крутой склон, обращенный в сторону океана, сложенный преимущественно мертвым известняком. Здесь часто сохраняются морфологические следы уровня океана ледниковой эпохи — горизонтальные ниши. Склон обычно заселен горгонариями и губками. Внешний склон разделяется на две части — нижнюю наклонную платформу и зону желобов и шпор (каналов и островов). Первая имеет сглаженный рельеф, вторая определяет систему удлинённых параллельных отрогов, разделённых ложбинами, направленными в сторону моря. Отроги созданы растущими кораллами, а ложбины не являются эрозионными формами, а просто не заселены кораллами. В основном здесь разрушаются волны и поэтому могут выстоять лишь массивные прочные виды кораллов. Выше по склону с глубины около 2 м гребни становятся ниже и уже, а ложбины не столь глубокими. Крупные колонии кораллов здесь отсутствуют, а сами гребни состоят из корковых известняковых водорослей. В условиях яркого освещения и обильного притока свежих питательных веществ водоросли активно наращивают отроги, чтобы усложнить и увеличить поверхность соприкосновения с водой. Следовательно, фестончатый край зоны каналов и отрогов — не результат волнового размыва, а результат биологической стратегии водорослевого биоценоза (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

*Рифовое плато (риф-флет)* — субгоризонтальная вершинная поверхность коралловой постройки с отдельными участками, выступающими над уровнем моря или осыхающими при отливе. Рифовое плато осложнено многочисленными кавернами, полостями, ложбинами. Поверхность риф-флета имеет выпуклую форму и на самом гребне ее находится наиболее продуктивная зона водорослевого биоценоза рифовых плато — *водорослевый вал*. Водорослевый вал — невысокая (0,5 — 1 м) куэстообразная или валообразная форма рельефа, созданная на внешнем крае риф-флета ростом известковых водорослей. Он наиболее выразителен на рифах, подвергающихся воздействию сильных волнений. Почти совмещается с водорослевым валом зона *глыбовой аккумуляции*, представляющая собой сплошной вал глыб и щебня, покрытых колониями живых кораллов, либо в виде бугров неправильной формы, разделённых промоинами. Эту область принято называть *рампартом*.

Внутренний риф-флет примыкает к лагуне и характеризуется интенсивной аккумуляцией песчаного, гравийно-галечного, а иногда и валунно-глыбового материала.

*Внутренний склон рифа* представляет собой поверхность различной крутизны, переходящую в дно лагуны. Поверхность известняка изрыта ложбинами и ямами, разделёнными остроконечными гребнями. В отличие от внешнего склона рифа относительные превышения имеют здесь меньшие размеры. Аккумулятивные формы внутреннего склона рифа представлены *лагунным валом* — аналогом рампарта на внешнем склоне, *лагунными косами и конусами выноса*, образующимися в устьях промоин, дренирующих риф-флет.

*Дно лагуны* — наиболее глубоководная часть ее с глубинами от 5 до 100 м, являющаяся областью аккумуляции кораллового или халимедового песка и ила. Чем дальше от рифового плато, тем глубже лагуна, выше внутрилагунные рифы и шире песчаные поля. Часто внутрилагунные рифы становятся тоньше ко дну, а верхние части образуются ветвистыми колониями, находящимися на уровне отлива. Дно лагуны покрыто частицами известняка, выпадающими из перенасыщенного раствора лагунных вод при их сильном прогреве. Вообще химические

процессы занимают важное место в рифовом комплексе, определяя существенные черты седиментации не только в лагуне, но и в пляжевых осадках, в которых цементацией формируется пляжевая скала — бичрок.

Рифовый комплекс — не только место обитания кораллов. По видовому разнообразию рифам нет равных среди морских местообитаний. На рифах обитает множество горгонарий (рифовых кораллов), имеющих форму растительности — кустов, деревьев, прутьев и т. п.

В составе коралловых сообществ много видов простейших многоклеточных животных — губок. Тело губок пористое, и они питаются путем фильтрации вод, очищая их от взвесей. Они также тяготеют к участкам рифа с проточной водой, избегая застойных вод лагун. Широко представлены в коралловом сообществе различные виды донных организмов — известковые водоросли, актинии, черви, огромные раковины — тридакны и тромбусы, морские ежи и звезды. Морские ежи живут на прибрежных каменистых отмелях в зарослях кораллов и питаются водорослями и бактериальной пленкой, соскабливая их с поверхности дна. На коралловых рифах изобилуют ракообразные: крабы, креветки, лангусты, раки-отшельники и др. Грозой коралловых рифов стала морская звезда *Acanthaster planci* («терновый венец»). В 60-х гг. XX в. этот страшный враг кораллов бурно размножился и нанес огромный ущерб рифам Австралии. Эти звезды поедают мягкие ткани кораллов, и восстановление рифов становится возможным лишь через 10 лет. Высказывалась гипотеза, согласно которой виновником катастрофического размножения «тернового венца» стал человек, уменьшивший популяцию брюхоногих моллюсков, которые питались морскими звездами и ограничивали их численность.

Небольшая гастропода *Drupella* нанесла значительный ущерб рифам западной части Тихого океана. Сильные разрушения коралловым рифам наносят сверлящие организмы — некоторые виды моллюсков, губок и червей. Но на первом месте в ряду разрушителей рифов стоят рыбы. В некоторых районах они потребляют около трети годового прироста кораллов. Среди них широко известны рыбы-попугаи, обладающие крепкими зубами для откусывания веточек кораллов и известковых водорослей. Обкусывая кораллы, они выделяют затем перетертые частицы песка. Одна такая рыба способна произвести сотни килограммов кораллового песка. Из-за деятельности эродирующих организмов коралловое покрытие поверхности составляет от 40 до 80 %. На Барбадосе определено (Warner, 1984), что биоабразия обеспечивает удаление  $0,14 \text{ кг CaCO}_3 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{г}^{-1}$  с поверхности живых кораллов, но  $2,2 \text{ кг CaCO}_3$  — из рифовой скалы. Еще выше оценки биоабразии известняков губками на Ямайке — более  $7 \text{ кг CaCO}_3 \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{г}^{-1}$ . Однако биоабразия рыб и ежей еще более серьезна — от  $0,1 \text{ кг}$  для рыб до  $15 \text{ кг}$  для морских ежей на Барбадосском рифе.

**Карбонатная продукция коралловых рифов.** Карбонатная продукция коралловых рифов разделяется на три вида: потенциальную, валовую и чистую продукцию (Chave et al., 1972). Потенциальная продукция — количество кальцита, производимое на единицу площади рифа каким-либо организмом или колонией организмов. Валовая продукция — количество кальцита, производимое на единицу площади рифа. Она определяется суммированием потенциальной продукции каждого организма, обитающего в пределах рифа, с учетом доли площади, занимаемой этим видом. Чистая продукция — количество кальцита, постоянно производимое рифовой системой. Чистая продукция представляет разность валовой продукции и механических, химических и биологических потерь кальцита.

При вычислениях потенциальной продукции известняка организмами принято, что известняковые организмы имеют плотность  $1 \text{ г/см}^3$ . Это соответствует содержанию  $\text{CaCO}_3$  в 37 % по объему. Лишь немногие известняковые организмы отличаются от этого соотношения самое большее в 2 раза, что и является основанием для принятия соответствующего допущения. Оценка потенциальной продукции большинства видов кораллов, а также зеленых водорослей *Halimeda* и *Penicillus*, красных водорослей, микро- и макромоллюсков, ежей и формаминифер приводит к заключению о величине ее порядка  $10^4 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$ . Удивительно, что несмотря на различающиеся на два порядка величины длительности жизненного цикла каждого из видов на различие на пять порядков величины массы каждого из организмов, размеры потенциальной продукции кальцита у них очень близки. Лишь у коралла *Acropora*  $P = 10^5 \text{ г/м}^2$  в год.

Оценка валовой продукции  $\text{CaCO}_3$  может быть выполнена при учете процента площади рифа, покрытого теми или иными организмами. Видовой состав продуцентов известняка, однако, существенно различен для отдельных участков рифа. С этой целью выделяются четыре типичные провинции:

1. Мелководное песчаное плато с известняковыми водорослями, находящееся под защитой тылового склона рифа, или лагуна.
2. Коралловые сооружения на песке — полузащищенная экологическая ниша.
3. Водорослевый вал, зона разрушения волн.
4. Внешний склон рифа, полностью покрытый кораллами, подверженный сильному воздействию волн.

Покрывание поверхности провинции песчаного плато зелеными водорослями *Halimeda* и *Penicillus*, а также макро- и микромоллюсками составляет по 1 % на каждый вид, и валовая продукция этой провинции равна  $4,10^2 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$ .

Основная часть продукции провинции коралловых сооружений на песке создается кораллами, и прежде всего видом *Acropora*. Валовая продукция этого участка рифа, как и продукция водорослевого вала, составляет  $10^4 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$ .

Внешний склон полностью покрыт кораллами и обеспечивает максимальную валовую продукцию  $6,10^4 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$  главным образом за счет 50 %-го покрытия склона кораллом *Acropora*.

Исходя из величин площадей, занимаемых лагуной (77 %), рифовым плато (11 %), водорослевым валом (3 %), верхней частью склона (3 %), нижней частью склона (7 %), получена общая оценка величины валовой продукции для кругового атолла, составляющая  $7 \cdot 10^3 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$ .

Соответствующее значение для комплекса барьерного рифа равно  $8 \cdot 10^3 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$ . При этом имелось в виду, что лагуна занимает 50 % площади рифа, риф-флет — 25, водорослевый вал — 5, верхняя и нижняя части склона — соответственно 5 и 15 %. Для окаймляющего рифа, характеризующегося отсутствием лагуны, валовая продукция составляет  $10^4 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$ .

Валовая продукция может характеризовать действительное положение вещей лишь при условии несущественной потери  $\text{CaCO}_3$ . В том случае, когда потери становятся заметными, чистая продукция кальцита будет отличаться по величине от валовой продукции. Оценку реальной величины чистой продукции можно получить исходя из представления о необходимости сохранения постоянства глубины над рифом в условиях современного повышения уровня моря, что достигается определенным уровнем биогенной продукции кальцита за вычетом потерь. При-

нимая пористость аккумулируемого известняка в 50 %, постоянство глубины над рифом при повышении уровня океана может быть достигнуто величиной чистой продукции, примерно равной  $10^3 \text{ г CaCO}_3 \cdot \text{м}^2/\text{год}$ .

Максимальная известная скорость роста кораллов 250 мм/год, по-видимому, близка к верхнему пределу продукции  $\text{CaCO}_3$ . Однако последние исследования указывают на повышение уровня океана около 11 тыс. лет назад со скоростью, составившей несколько метров в год. Эти скорости повышения уровня океана явились жестоким испытанием для ряда видов кораллов. Несомненно, что некоторые из существовавших коралловых построек должны были погибнуть. И действительно, трудно другим способом объяснить существование обширных пространств относительно мелководного дна, например, в северо-западной части Индийского океана, занятого мертвыми коралловыми постройками.

По сообщению печати, коралловые рифы, которые успешно простояли столетия, к 1998 г. вдруг начали быстро разрушаться. Исследователи отмечают массовую гибель этих животных в 50 странах — от Большого Барьерного рифа Австралии до Сейшельских островов, от Белиза в Карибском море до Вирджинских островов США.

Коралловые рифы, конечно, сильно повреждены якорями рыбацких лодок, динамитом и даже цианидами, используемыми для ловли экзотических аквариумных рыбок. Однако главная причина выхода из строя экосистем коралловых рифов — глобальное потепление.

От перегрева страдают не только полипы, разрушается вся экосистема кораллового рифа. Сначала гибнут симбиотические водоросли зооксантеллы. Без помощи этих микроскопических растений полипам не выжить. Следовательно, гибель грозит и другим животным, обитающим в коралловом рифе.

Гибель кораллов может вызвать не только экологические, но и экономические проблемы. От созданных полипами рыболовных угодий и естественных защитных сооружений, оберегающих берега от волн, зависит жизнь многих миллионов людей.

Если перегрев воды окажется кратковременным, экосистемы коралловых рифов могут вновь восстановиться. Все же некоторые исследователи полагают, что к 2028 г. скорее всего будет уничтожено до 40 % мировых коралловых рифов.

**Видовое разнообразие.** По предварительным оценкам, в Мировом океане насчитывается около 15 000 видов морских водорослей и около полумиллиона видов морских животных. Следовательно, на каждый вид растений приходится примерно 30 — 40 видов животных. Однако распределение их неравномерно. Наибольшее число видов сосредоточено на мелководье. Самыми богатыми прибрежными районами Мирового океана по видовому разнообразию являются коралловые рифы.

Хотя на каждый вид растений приходится около 30 видов животных, но если исходить из их биомассы, то соотношение животных и растений меняется в обратную сторону: суммарная масса растительных организмов, произведенная на рифе в течение года, на порядок величины превышает таковую обитающих в его пределах животных. Таким образом растения образуют основание трофической системы. При переходах с одного уровня на другой теряется около 90 % энергии. Следовательно таких переходов не может быть слишком много, иначе оставшейся доли первоначальной энергии оказалось бы недостаточно для поддержания существования более высокого уровня. Поэтому растительных организмов на рифе



должно быть меньше, чем растений, плотоядных меньше, чем растениеядных, а хищников более высокого уровня — еще меньше. Речь идет не столько о количестве живого вещества, которое существует в данный момент, сколько о том количестве, которое производится за определенный промежуток времени. Чистая продукция растений на рифе, т. е. количество, потребляемое в пищу животными, может достигать 1 — 2 кг в год на квадратный метр поверхности рифа.

При попытках рассматривать взаимоотношения между первичными продуцентами (растениями) и вторичными продуцентами (всеми остальными обитателями рифа) возникает подозрение, что количество растениеядных животных чересчур мало. Так, из рыб — доминирующей и разнообразной группы морских организмов — от половины до трех четвертей плотоядных. Хотя на рифе больше растениеядных рыб, чем в некоторых других морских экосистемах, но и здесь плотоядные рыбы составляют большинство.

Наибольшее значение среди растениеядных рыб имеют, вероятно, рыба-попугай и рыба-хирург. Некоторых других рыб, питающихся коралловыми полипами, ввиду того, что в полипах содержится множество симбиотических водорослей, тоже можно считать частично растительноядными. Морские ежи — важный потребитель водорослей, в небольших количествах на рифах можно встретить травоядных крабов и моллюсков. Общее число растительноядных организмов в рифовом биоценозе все же как будто представляется недостаточным (Ф. Шеппард, 1987).

Большинство обитателей донной поверхности рифа являются сестонофагами<sup>1</sup>, детритофагами и фильтраторами. Между тем в водах, омывающих коралловые рифы, содержится очень мало пищевых частиц во взвеси. Следовательно, пищевые частицы, взвешенные в воде и находящиеся на дне, должны возникать на самом рифе. Источниками их формирования служат: 1) растительный детрит и растворенные органические вещества растений; 2) продукты метаболизма и частицы, образующиеся при разложении трупов; 3) слизь кораллов и других кишечнорастворимых, выделяемых симбиотическими водорослями; 4) часть зоопланктона, представленная личинками животных, включая личинок мадрепоровых кораллов; 5) бактерии — самый важный источник. Бактерии осуществляют круговорот органического вещества на рифе и по существу управляют всей экосистемой рифа. Таким образом, второй трофический уровень — растительноядных — имеет довольно сложную трофическую структуру и тем самым замаскирован. Но он существует: растения либо поедаются растительноядными животными, либо используется сестонофагами в виде детрита, который образуется при участии бактерий. Следовательно, если учесть всех потребителей первичной продукции, тогда и размеры и место третьего уровня — уровня потребителей живой органики — найдут свое объяснение.

Очень большая часть видов, обитающих на рифе, относится к числу криптических (прячущихся) животных, проводящих значительную часть времени в укрытиях. Если вспомнить, что около 2/3 всех рыб на рифе являются хищниками, подчас неразборчивыми в пище, то тогда понятны мотивы, стимулирующие скрытный образ жизни.

---

<sup>1</sup> Сестонофаги — животные, питающиеся взвешенными в окружающей воде микроорганизмами и частицами детрита.

Укрытия, давая защиту, значительно ограничивают подвижность, поэтому животные, не покидающие укрытия, зависят от поступления пищи извне. Наиболее надежным способом питания является для таких видов поглощение пищи, находящейся во взвеси. Скрытные животные характеризуются большим разнообразием.

Одни из них (например, небольшие крабы) свободно передвигаются в пределах своих убежищ, другие (например, кольчатые черви, живущие в трубках) ведут прикрепленный образ жизни. Сверлящие организмы занимают промежуточное положение между названными группами.

Все эти и многие другие животные укрываются в кушах «коралловых лесов». Особенно высокой плотностью населения и видовым разнообразием отличаются ветви кустистых кораллов поциллопора и акропора.

Велико значение червей на рифе, питающихся в основном детритом и играющих важную роль в утилизации мертвой органики. Некоторые из полихет, или многощетинковых червей, создают вокруг себя трубку, в дальнейшем обрастающую живыми полипами.

Две большие группы животных — ракообразные и моллюски — носят защитные приспособления на себе. Несмотря на наличие твердой оболочки, отдельные представители этих групп почти все время остаются в укрытиях или передвигаются в толще песка. Причина такой осторожности в том, что всегда найдется еще более крупное животное, способное с ними расправиться. Великая изобретательность жертв побуждает и к росту изобретательности их хищников. Так, кроме четырехметровой акулы, среди самих ракообразных и моллюсков немало умельцев, способных взламывать раковины моллюсков. Некоторые из крабов отламывают от завитка раковины кусочек за кусочком, пока не доберутся до тела моллюска. Некоторые моллюски способны просверливать отверстия в раковинах других моллюсков, чтобы добраться до мягких тканей. Крепкие и сильные челюсти многих рыб успешно разгрызают раковины. Для сохранения жизни в ход идут маскировка, ночной образ жизни, ядовитые вещества, панцири, шипы, угрожающая расцветка или свирепая форма, способность быстрого передвижения. И несмотря на этот богатый арсенал, многие обитатели еще дополнительно прячутся, используя богатство форм рельефа рифов и создавая собственные ходы или иные типы «инженерных» сооружений. Плотность ходов иногда становится критической, и изрешеченные кораллы обрушиваются.

Животные, обитающие на поверхности рифа, оказываются наиболее уязвимыми. Между тем поверхность рифа — царство кишечнополостных: шестилучевых мадрепоровых кораллов и их восьмилучевых родственников — альционарий. Несмотря на их широкое распространение и большую пищевую ценность, доля видов, которая ими питается, незначительна. Для защиты от хищников у кораллов имеется значительный набор средств. Среди них — наличие стрекательных клеток и ядовитые вещества. Хотя кораллы и не выедаются в значительных количествах, все же некоторые пастбищные растительноядные животные наносят им ущерб. Рыбы-попугаи и морские ежи, соскребая водоросли с известняка, уничтожают при этом большое число молодых колоний. Однако, по-видимому, выедание водорослей находится на оптимальном для кораллов уровне, что свидетельствует о высокой согласованности жизненных процессов на рифе.

Основной целью большинства из многих тысяч различных видов, обитающих на рифе, является самосохранение, а постоянные усилия, направленные на выживание, представляются одной из важных причин исключительного видового

разнообразия. Такое разнообразие могло возникнуть лишь при длительном сохранении неизменности исходных условий на протяжении миллионов лет.

Одной из причин формирования высочайшей биопродуктивности и видового разнообразия коралловых рифов, несомненно, являются особенности их рельефа. Фактическая поверхность коралловых рифов на два-три порядка величины превышает проективное покрытие. Приближенные оценки позволяют считать, что физическая поверхность рифов равна или превышает площадь всех материков. Жизнь, по существу, является формой пограничного существования органической материи. Для ее распространения в морских экосистемах огромное значение имеет обеспеченность водоема твердыми границами, как это убедительно и блестяще показали в цикле работ географ-океанолог В. Л. Лебедев, химик Т. А. Айзатуллин и гидробиолог К. М. Хайлов (1974, 1979, 1984, 1989; В. Л. Лебедев, 1986).

Без преувеличения можно сказать, что видовое разнообразие и биопродуктивность коралловых рифов предопределены геоморфологически не только гигантской величиной физической поверхности, но и мелководностью, обеспечивающей максимальный приток солнечной энергии и максимальную скорость водообмена (проточность).

Разнообразию видов является одной из форм сохранения высококачественной энергии; для поддержания этой формы упорядочения информации требуются дополнительные затраты энергии, причем механизмы обратной связи способствуют ее привлечению. Повышение уровня разнообразия улучшает использование энергии с помощью механизмов обратной связи, потому что при его более высоком уровне существует несколько ступеней преобразования энергии. Кульминацией развития является стабилизированная экосистема, в которой на единицу потока энергии приходится максимальная биомасса (или высокое содержание информации) и максимальное количество симбиотических связей между организмами (Ю. Одум, 1975). Существенно отметить, что, несмотря на высочайшую биологическую продуктивность, энергия в геосистеме кораллового рифа, благодаря видовому разнообразию, используется столь эффективно, что органический материал практически нигде не накапливается, и фации отложений коралловых рифов, вопреки широко распространенному мнению, не являются благоприятными для поиска углеводородного сырья.

## 4.5. Эстуарии и лагуны

«Эстуарий — частично замкнутый прибрежный водоем, вода которого постоянно или периодически сообщается с морем и в пределах которого существует заметное изменение солености, вызванное смешением морской воды с пресной водой, поступающей вследствие дренажа суши» (Day, 1967).

Чем углубленнее изучались эстуарии, тем более уникальными представлялись объекты исследования (Г. А. Сафьянов, 1987). Приведем лишь некоторые из их свойств.

Скорости осадконакопления в пределах эстуарийных акваторий в 1 000 — 10 000 раз превышают скорости осадконакопления в океане в среднем. Для поступающего со стоком вод суши взвешенного и влекомого материала эстуарии представляют непреодолимый барьер. Здесь же, в области смешения морских и пресных вод, существует и геохимический барьер.

Гидродинамический режим эстуариев также уникален. В эстуариях действует большое число активных факторов. Среди них морское волнение, приливные колебания уровня и течения, речной сток, плотностная стратификация вод, внутренние волны, действие силы Кориолиса.

Экологи рассматривают эстуарии как переходные зоны между пресноводными и морскими местообитаниями и вместе с тем отмечают, что многие из наиболее важных физических и биологических характеристик эстуариев являются уникальными (Одум, 1975). Эстуарии более продуктивны, чем морская среда, с одной стороны, и пресноводная — с другой.

Эстуарии занимают площадь 1,4 млн км<sup>2</sup>, что составляет менее 0,4 % поверхности океана, но около 10 % площади береговой зоны. Однако по объему они дают более 4 % чистой первичной продукции океана. Общая растительная масса эстуариев равна  $0,63 \cdot 10^9$  т С (по углероду в сухом весе), что составляет свыше 1/3 общей растительной массы Мирового океана. Плотность же распределения растительной массы эстуариев на 2—3 порядка величин превышает плотность распределения растительной массы открытого океана.

По концентрации ресурсов чистой первичной продукции эстуарии не знают себе равных среди морских местообитаний. Средняя чистая первичная продуктивность эстуариев составляет 810 г С на 1 м<sup>2</sup> в год, и они соперничают по продуктивности с рифами и водорослевым дном, а также с влажным тропическим лесом. Примерно в 4 раза продуктивность эстуариев превосходит среднюю первичную продуктивность зон апвеллинга в океане.

Оценка разнообразия условий в океане и относительной концентрации жизни привела к заключению, что эстуарии и в этом отношении во много раз превосходят все известные местообитания океана.

Существует несколько классификаций эстуариев. Наибольшего внимания заслуживает классификация, основанная на динамике вод (Prichard, 1967) и вместе с тем учитывающая влияние климатических и геоморфологических условий на водообмен (Day, 1981). Могут быть выделены категории нормальных эстуариев, сверхсолёных (гипергалинных) эстуариев, замкнутых, или слепых, эстуариев (лагун).

**Циркуляция вод.** Циркуляция вод осуществляется действием разнообразных процессов: от планетарного вихря (действие силы Кориолиса) до микродвижений жидкости, вызванных моллюсками-фильтраторами или зоопланктоном. В результате разнообразных движений воды регулируется химический состав среды, перемещение наносов, их размыв и аккумуляция. Они играют решающую роль в перемещении питательных веществ, в дыхании и питании, миграции личинок и жизненных циклах множества эстуарийных животных.

Движение вод в пределах эстуариев определяется как типично морскими, так и континентальными факторами. Вместе с тем переплетение этих факторов, а также особые условия, возникающие в эстуариях, приводят к действию процессов, типичных лишь для эстуариев. Среди морских факторов наиболее важно действие приливоотливных течений и волнения. Из континентальных факторов первостепенное значение имеют величина и режим речного стока. В результате исследований динамики эстуариев сложилось представление о двухслойной неприливной циркуляции в эстуариях (Meade, 1969; Г. А. Сафьянов, 1987). Солёная придонная вода в среднем за несколько приливных циклов движется в сторону суши, на поверхности поток направлен к морю. Количество воды, переносимой

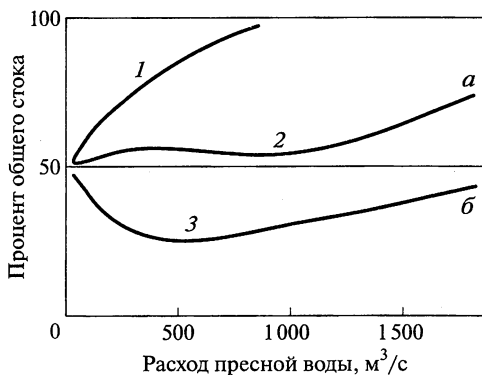


Рис. 4.11. Изменение кривых преобладания отлива с изменением расхода воды в реке в эстуарии Саванна (из Simmons, 1955):

*a* — движение в сторону моря; *б* — движение в сторону суши; *1* — у поверхности; *2* — на средней глубине; *3* — у дна

придонным и поверхностным течением, уменьшается в сторону вершины эстуария. Горизонтальные движения дополняются вертикальными, направленными вверх в верхней части и вниз в нижней части эстуария.

Интенсивность двухслойной циркуляции определяется в основном величиной речного стока. С увеличением стока развивается двухслойная циркуляция, достигая максимальной интенсивности при некотором критическом значении. Дальнейшее увеличение речного стока приводит к возрастающему среднему переносу воды к морю на всех глубинах, при этом верхняя граница распространения придонного потока, направленного к берегу, смещается в сторону моря (рис. 4.11).

При сравнительно большом отношении объема речного стока к величине приливной призмы (объем приливных вод в границах эстуария) могут возникать ярко выраженные эффекты подъема вод — апвеллинг. Такие случаи неоднократно фиксировались в эстуарии Конго. Апвеллинг проявляется в виде локальных областей понижений поверхностных температур в приустьевых частях проток в северной части эстуария и неожиданно высокими значениями солености поверхностных вод.

В последнее десятилетие внимание исследователей было сосредоточено на изменчивости средней непривливной циркуляции, под которой понимается поле скоростей после исключения периодических приливных составляющих (Elliott, 1978; Г. А. Сафьянов, 1987).

Измерения позволили выделить шесть типов режимов непривливной циркуляции: 1) классическая двухслойная циркуляция; 2) обратная двухслойная циркуляция; 3) трехслойная циркуляция (на среднем горизонте течение направлено к морю, на верхнем и нижнем — к вершине эстуария); 4) обратная трехслойная; 5) течение во всей толще — к вершине. Тип 1 наблюдался в течение 43 % времени со средней продолжительностью 2,5 дня. Тип 2 и 6 — в течение 20 % со средней продолжительностью 1,6 дня. Остальные типы фиксировались в течение 14 % периода наблюдений с продолжительностью 1,5 дня и меньше. В эстуариях рек скорость приливоотливных течений на порядок величин превышает скорость средних, непривливных течений.

Эффект действия силы Кориолиса особенно заметно проявляется для сравнительно широких эстуариев. В заливе Фанди (Канада), имеющем при входе ширину около 90 км, средняя амплитуда прилива увеличивается от 4 м на входе до 15 м в верховьях. Действие вращения Земли проявляется в поперечном наклоне уровня водной поверхности справа налево (в Северном полушарии) для наблюдателя, обращенного лицом в направлении по течению. Металлы, служащие индикатором речного стока, наибольшее распространение имели в правобережной части эстуария.

Таким образом, в эстуариях происходят сложные движения вод, стратифицированные по вертикали. В придонном слое большинства эстуариев существует довольно протяженная область встречного движения жидкости, тогда как на поверхности преобладает сток в море. На некотором расстоянии в придонном слое наблюдается конвергенция (схождение) течений — речного, направленного вниз по эстуарию, и морского, направленного вверх. Положению этой нейтральной линии нулевых скоростей должно отвечать существование восходящих скоростей — апвеллинга. Действительно, в ряде случаев апвеллинг прослеживается по физическим и химическим особенностям воды. Но, пожалуй, наиболее выразительно его проявление в виде существования здесь максимума мутности. Подъем вод в эстуариях сам по себе может приводить к резкому повышению «плодородия» эстуарийных вод. Апвеллинг дополняется опусканием вод (даунвеллингом) в нижних частях эстуариев.

Расход «наведенной» речным стоком циркуляции примерно в 20 раз превышает расход речного стока. Таковы последствия вовлечения морских вод в движение. Здесь имеет место своеобразный феномен раскручивания циркуляции, который имеет важные последствия для движения наносов и живых существ в эстуариях. Вихри представляют собой наиболее эффективные формы переноса и обмена водных масс эстуария и связанных с ними разнообразных веществ и свойств. Вихревые движения вод с горизонтальной осью дополняются и видоизменяются действием силы Кориолиса.

К названным видам движений присоединяются ветровые волны и течения волновой природы. Еще один вид течений вызывается действием организмов, обитающих в эстуариях. В частности, лишь бентосные организмы способны к фильтрационной работе такого масштаба, которая вполне сопоставима с действием приливов.

Следовательно, самое общее свойство гидрологии эстуариев — исключительно высокая проточность их вод. Таким образом, эстуарии представляют собой мощные смесители вод с различными свойствами.

**Литодинамика эстуариев и лагун.** До недавнего времени движение терригенного материала в эстуариях определяли в виде арифметической схемы сложения колебательных приливоотливных движений со стоком реки, что и приводило в итоге к переносу жидкости и обломочного материала в сторону моря. Действительность оказалась сложнее. На поверхности и в самом деле преобладало движение взвесей в море. Однако в придонном слое ряд признаков указывал на перемещение осадков из моря в эстуарий. Комплексы минералов свидетельствуют, что с близрасположенных пляжей открытого берега и с берегового склона наносы поступают в эстуарии Северной Европы, Ла-Платы, Жакина атлантического побережья США (Meade, 1969).

Придонное перемещение осадков вверх по эстуарию возникает вследствие асимметрии скоростей приливных течений, т. е. преобладания в придонном слое приливных скоростей над отливными (рис. 4.12).

В общем случае сложение приливных скоростей (при преобладающем движении к берегу) со стоком реки создает условия, при которых в определенной области эстуария постоянно поддерживаются высокие скорости течения и максимальные концентрации взвеси. Важную роль играет существование направленных вверх вертикальных скоростей, хотя бы и небольших по величине. Таким образом формируется система удержания осадков внутри эстуария, со стороны реки

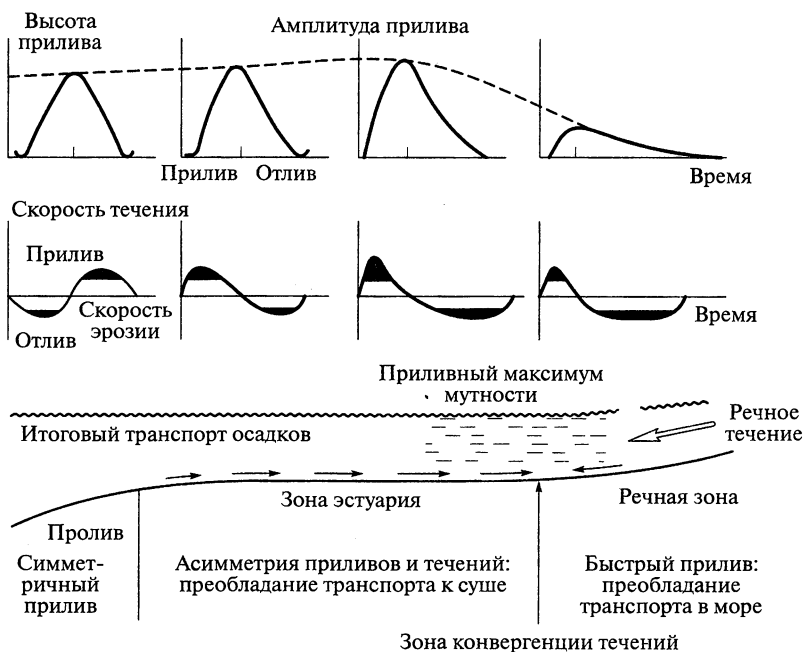


Рис. 4.12. Схематическая диаграмма иллюстрирует действие приливной асимметрии в эстуарии, приводящее к направленному в сторону суши перемещению взвешенных наносов и формированию максимума мутности у предела проникновения приливных течений (из Simmons, 1955)

ограниченная пределом проникновения соленых вод (галоклина), а со стороны моря — резким снижением транспортирующей способности вследствие уменьшения скоростей движения воды.

При совпадении экстремальных значений стока речных наносов и действия сизигийных приливов иногда возникает возможность для частичного экспорта осадков из эстуария даже в придонном слое.

Важное значение для характеристики экстремальных условий имеет рассмотрение распределения притока наносов в эстуарий во времени. Одним из объектов, на котором могут быть прослежены последствия экстремального воздействия, является верхняя часть Чесапикского залива. В течение многих лет более чем 70 % общего годового стока наносов, составляющего в среднем  $10^6$  т, поступает из р. Саскуэханна за период в несколько недель. Годовой сток взвесей занимает по времени лишь около 10 % года. Примерно 75 % этого притока осадков откладывается в верхнем 25—30-километровом отрезке эстуария выше предела проникновения галоклина.

Изредка годовой цикл седиментации прерывается эпизодами необычных условий, сопровождающихся экстремальными значениями речного стока. Такой случай имел место, в частности, при прохождении тропического шторма Агнес (Schubel, 1974). В течение 10 дней действия этого урагана из реки в верхнюю часть залива поступило более 31 млн т осадков, что более чем в 30 раз превышает годовое поступление. В верхних 30 км залива за несколько недель отложился слой осадков 10—30 см при среднем значении 17 см. Средняя скорость седиментации в этом районе составляла около 0,7 см в год.

Изучение распределения свинца ( $Pb^{210}$ ) в составе осадков позволило установить «возраст» другого урагана, который наблюдался в 1936 г. и хотя уступал последующему урагану Агнес по величине максимального стока воды, но действовал в течение большего времени и оставил 30 см осадков. Таким образом, в результате этих двух кратковременных событий отложилось более половины из 90 см толщи осадков за период с начала века до 1975 г.

Эстуарии подвергаются столь же катастрофическим воздействиям и со стороны моря. Воздействие ураганных штормовых волн на внешнее обрамление эстуариев сопровождается размывом берегов, который может достигать 20—50 м всего лишь за один шторм.

Катастрофическая седиментация сопровождается драматическими последствиями для многих обитателей эстуариев. Прежде всего это касается бентосных животных, которые в условиях высоких скоростей седиментации оказываются заживо погребенными в толще осадков.

Эстуарии развиваются в условиях положительного баланса наносов и при обильном поступлении осадков из внешних источников должны быстро самоликвидироваться при условии, что не существует механизмов, способных противодействовать такому развитию событий.

**Дифференциация частиц по гранулометрическому составу.** Большие различия в размере частиц прослеживаются в поперечном и продольном сечениях эстуария. Большинство эстуариев характеризуется уменьшением крупности частиц к верховьям и ростом концентрации взвешенных частиц. Наивысшие концентрации достигаются в верхней части эстуария, и они выше, чем в реке или в нижней его части. Максимум мутности, формируемый средней циркуляцией, приводит к возникновению полузамкнутой системы. Частицы, поступающие из реки, движутся в сторону моря в поверхностном горизонте, однако, достигая в ходе осаждения придонных слоев, они вновь возвращаются в верхнюю часть эстуария. Эта работа представляет собой эффективный механизм для сортировки частиц по размеру, причем крупные частицы будут оседать на дно, мелкозернистые — выноситься из системы, и лишь частицы некоторых оптимальных размеров окажутся в «привилегированном» положении, оставаясь постоянно во взвеси.

Очевидно, что если взвесь состоит из живых существ, приспособленных для жизни в эстуарии, то эти организмы получают определенные преимущества, совершая циклические круговороты. Микроорганизмы, казалось бы, не могут в этих условиях сохраниться в пределах эстуария. Однако если они «заинтересованы» в сохранении среды обитания, то могут прикрепиться к частицам такого размера, которые обеспечат им постоянное пребывание в эстуарии. Сверх того, «объезжая» эстуарий на частице взвеси, они могут совершать путешествие, не затрачивая на это дополнительной энергии и получая при этом значительные преимущества метаболического характера. При всей фантастичности нарисованной картины все же оказывается, что она отражает действительность.

Действие химических процессов в зоне галоклина приводит к интенсивному подводному выветриванию минералов, и в результате формируется максимум выветрелых минералов у подножия галоклина. В этой зоне отмечается также наибольшее разнообразие минералов, поскольку здесь имеет место конвергенция потоков наносов — морского и речного. Разнообразие минерального состава осадков представляет собой чрезвычайно важный и благоприятный компонент для жизни в этих условиях.



**Коагуляция и осаждение взвеси.** Многие исследователи называют эстуарии «царством коагуляции». Действительно, эксперименты подтверждают флокуляцию (слипание) большинства взвешенных частиц в неподвижной воде при концентрации хлоридов от 0 до 3 частей на тысячу, при дальнейшем увеличении концентрации хлоридов нарастание флокуляции незначительно. Рост концентрации взвесей существенно увеличивает скорость оседания. Например, изменение концентрации взвесей от 530 до 1 000 мг/л ведет к увеличению скорости осаждения примерно втрое. Эксперименты подтверждают важность минералогического состава глин в процессе оседания взвеси. При одной и той же концентрации взвесей 2 г/л наибольшая скорость осаждения наблюдается у иллита — она почти на 30 % превышает скорость осаждения каолинита и в 18 раз превосходит скорость осаждения взвеси монтмориллонита.

Исследование реального распределения взвеси по длине эстуария в полевых условиях показывает, что такое распределение может быть объяснено двумя механизмами (Meade, 1972). Первый механизм предполагает постепенное разбавление концентрации взвешенного материала, поступающего из реки, путем смешения с водами, менее насыщенными взвесями, без его флокуляции. Вторая возможность предполагает осаждение взвеси путем флокуляции диссоциированных солей на участке, где концентрации хлоридов составляют от 1 до 3 на тысячу. Сравнение с реальным распределением взвесей и концентрации хлоридов по длине эстуария указывает на предпочтительность последнего механизма уменьшения концентрации взвеси (рис. 4.13).

**Организмы и осаждение взвеси.** Фильтрующие организмы, обитающие в эстуариях, играют огромную роль в осаждении взвесей. Характерно, что излюбленным местообитанием фильтраторов является область, расположенная ниже максимума мутности и соответствующая солености вод от 5—10‰ и выше. Многие исследования указывают на важность процесса поглощения взвеси фильтрующими организмами (рис. 4.14). Поглощая мелкодисперсную взвесь, моллюски выделяют фекальные шарики диаметром от 1 до 5 мм. Устрицы способны осаждают взвесь в 8 раз быстрее силы тяжести. Среди сообществ организмов в эстуариях, фильтрующих взвешенный материал, следует назвать копепод, оболочников,

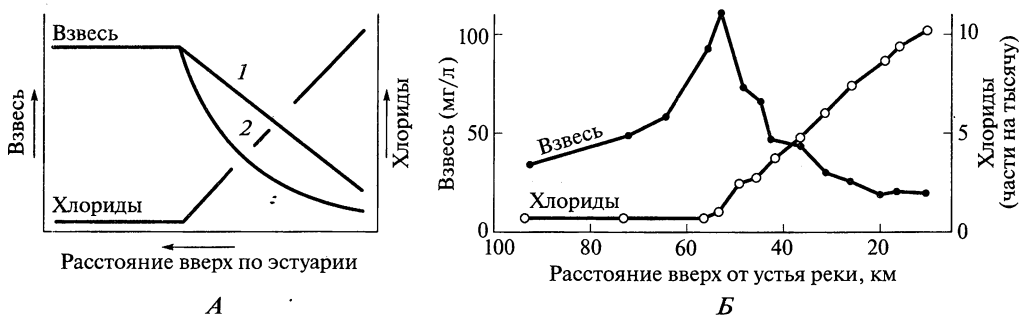


Рис. 4.13. Концентрации взвесей и хлоридов при движении от реки к эстуарию (из Meade, 1972):

А — в случае постепенного рассеивания взвесей за счет прогрессивного перемешивания речной суспензии с морской водой (1) и в случае солевой флокуляции (2); Б — измеренные у поверхности эстуария Йорк, Вирджиния, 1960 г.

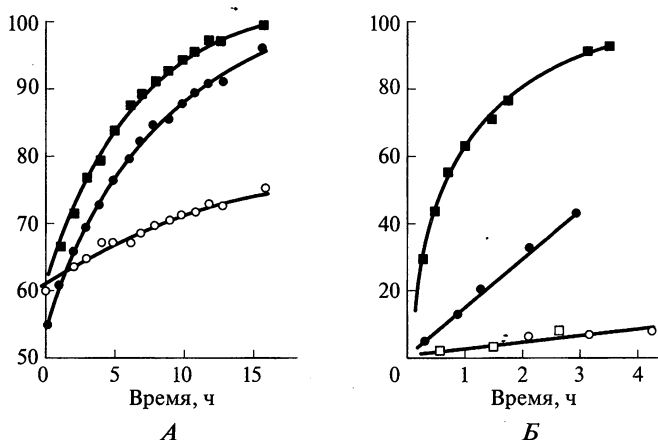


Рис. 4.14. Результаты лабораторных экспериментов по осаждению взвеси из морской воды фильтрующими эстуарными моллюсками (по опытам Лунгса и Юргенсена; из Meade, 1972):

*А* — осаждение взвеси устрицами по относительному изменению освещенности (темные квадраты и кружки представляют осветление суспензии двумя различными группами устриц, светлые кружки — контрольные измерения осаждения взвеси в бассейне без устриц); *Б* — осаждение суспензии графита гребешком *Pecten latiauratus* (темные квадраты и кружки представляют осветление гребешком суспензии из двух различных видов графита, светлые кружки и квадраты — контрольное осаждение взвесей в бассейне без гребешков)

морских уточек, разinek, мидий, гребешков. Выделения морских уточек оседают сквозь водную толщу в сотни раз быстрее, чем исходный материал взвесей.

Таким образом, организмы представляют собой единственное постоянное условие седиментации в эстуариях.

**Условия сохранения эстуариев и экспорт осадков.** Эстуарии обнаруживают замечательную устойчивость, и это наводит на мысль о существовании в таких районах побережий механизмов, способных компенсировать даже самое интенсивное осадконакопление. К ним относятся современное повышение уровня океана, происходящее в среднем со скоростью 1,5 мм в год, и процесс тектонического погружения участка побережья. В некоторых случаях средством достижения устойчивой формы эстуария является потеря части поступающих осадков в результате действия каких-либо процессов. Такими процессами могут быть действие ураганов или уплотнение осадочной толщи при землетрясениях. Регулярные потери осадков происходят в эстуариях, продолжающихся подводными каньонами (Г.А. Сафьянов, 1987).

Наиболее эффективным средством «уничтожения» поступающего материала служит его уплотнение при действии сильных землетрясений. Произошедшее в 1964 г. землетрясение на Аляске силой 8,5 балла охватило район приливной зоны рукава Тарнегейн. Оседание в результате землетрясения достигло 2,4 м, а в последующем произошло накопление 20 млн м<sup>3</sup> алевроита на более чем 18 км<sup>2</sup> бывшей суши, располагавшейся выше уровня прилива.

Еще один способ «уничтожения» твердого материала — превращение твердого вещества в растворимые или газообразные продукты, которые могут удаляться за пределы эстуария.

**Осадкообразование и морфодинамика.** Скорости осадконакопления в эстуариях достигают предельных величин как для дна океана, так и в целом для земной

поверхности. Ф. Шепард (Shepard, 1953) определил скорости осадконакопления для ряда лагун Техаса. Они составили 41 см за столетие на основе сравнения их батиметрии за 65 лет. Для залива Галвестон была получена цифра 36 см за столетие. Скорость осадконакопления в проливе Миссисипи-Саунд составила 39 см за столетие в течение последних 5 000 лет.

Сравнительный анализ батиметрии залива Мобил позволил установить скорость седиментации в этом эстуарии — 56 см за столетие, причем она была определена за 100 лет, тогда как радиоуглеродные датировки дают скорости осадконакопления от 3,3 до 16,4 см в столетие за последние 5—6 тыс. лет. Приведенные скорости не являются предельными. Так, скорости осадконакопления в эстуарии Джемс достигали 1—19 см в год. Значительны и скорости осадконакопления в приливных маршах. Они отличаются по величине для разных геоморфологических провинций: вблизи приливных желобов на маршах Луизианы они достигали 1,35 см в год, а в средних частях маршей — 0,75 см в год. Скорости седиментации примерно равны суммарной скорости тектонического опускания и повышения уровня океана.

Причины столь необычных скоростей осадконакопления заключаются в том, что эстуарии представляют собой физический барьер на пути движения осадочного материала от континентов к океану: около 2/3 стока речных наносов оседает здесь. Кроме того, значительная часть наносов может поступать в эстуарии со стороны океана. Вместе с тем эстуарии — геохимический барьер. В них путем коагуляции осаждаются от 60 до 80 % растворенных в пресных водах гуминовых кислот и железа, а с ними осаждаются и многие другие элементы (Sholkovitz, 1976). Характерно, что если в составе речных вод преобладают элементы во взвешенном состоянии, то после барьера резко преобладает растворенная форма (Лисицын, Гордеев, 1974). Таким образом, в осадки поступает много элементов в реакционноспособной форме, чем обеспечивается возможность образования минералов за счет поступающих растворов.

Существование физического и химического барьеров дополняется биологическим барьером, включающим растительные сообщества маршей, сообщества водной толщи эстуариев и бентоса. Биологические сообщества, имея высокую продуктивность, способны производить дополнительно большие массы вещества.

Из-за обилия источников поступающего материала осадки эстуариев отличаются большой пестротой в распределении их по крупности, но, пожалуй, наиболее характерной чертой гранулометрического состава является его относительная мелкозернистость. Основные черты осадков определяются гравитационной дифференциацией.

Несмотря на преобладание терригенной седиментации, эстуарии являются центром хемогенной и биогенной седиментации. Это определяется мелкозернистым составом осадков, а также присутствием большинства элементов и соединений в реакционноспособной форме.

Существенный практический интерес представляют лагунные эвапориты, отлагающиеся в аридных районах, так как они служат источниками минерального сырья.

Возможности эстуарийных организмов кажутся фантастическими. Один лишь моллюск иольдия, который составляет менее 10 % донной фауны, способен переработать донных осадков больше, чем их отлагается на огромных пространствах в заливе Бузардс и проливе Лонг-Айленд.

Активность макроорганизмов достаточно хорошо заметна, а их работа по трансформации осадков кажется грандиозной. Однако еще более эффективна осадкообразующая деятельность зоопланктона, для которого взесь — важный элемент питания. Зоопланктон во многих случаях полностью поедает фитопланктон, многие его виды способны питаться микроорганизмами.

При уменьшении размеров организмов возрастает их роль в формировании осадков эстуариев. Биогенная фильтрация океана происходит за 3—6 месяцев. Следовательно, весь океан в течение года от 2 до 4 раз «проходит» через живые существа. Учитывая, однако, что жизнь сосредоточена в верхнем слое океана, скорость фильтрации верхнего 500-метрового слоя океана оказывается гораздо выше, и он «обновляется» через каждые 20 суток. Еще более ускоренно осуществляется биогенная фильтрация вод в пределах эстуариев, где малые глубины и высокая плотность жизни создают необходимые условия для высокой скорости этого процесса. Так, плотные скопления устриц (450 на 1 м<sup>2</sup>) покрывают 2,5 % поверхности дна эстуария Норт-Инлет (79° 12' с. ш.). Количество воды, которое пропускается устрицами за 6 ч в погруженном состоянии, оказывается равным  $1,5 \cdot 10^7$  м<sup>3</sup>, что составляет 2/3 объема приливной призмы. Напомним, что здесь идет речь лишь об одной разновидности фильтрующих организмов, населяющих этот эстуарий.

**Первичная продукция.** Фитопланктон — основа пищевой цепи открытого океана. Однако в эстуариях его роль уменьшается из-за повышенной мутности вод. Но величина продукции фитопланктона в эстуариях, характеризующихся большими размерами и относительно высокой прозрачностью вод, может иметь существенное значение.

Результаты среднесуточной продукции фитопланктона, приведенные для 45 различных эстуарийных систем, имеют широкий диапазон значений. Для преимущественно речных эстуарийных систем они обладают разбросом значений от 0,2 до 1,5 г С/м<sup>2</sup> в день.

Системы фиордов характеризуются сходными величинами продуктивности. Заметно меньший диапазон величин продукции имеют заливы и лагуны — от 0,1 до 0,8 г С/м<sup>2</sup> в день. Отчетливо прослеживается географическая зональность продуктивности фитопланктона: эстуарии высоких широт обладают меньшей продуктивностью по сравнению с эстуариями умеренного пояса.

В общем случае итоговое соотношение продукции разных источников будет определяться отношением произведения средней продуктивности маршевой растительности на площадь маршей к произведению продуктивности фитопланктона на площадь поверхности эстуария. Таким образом, роль детритной пищевой цепи возрастает для эстуариев малых акваторий с большой поверхностью маршей. Следовательно, важнейшей экосистемной характеристикой будет отношение площадей маршей и акватории эстуария. Изменение этих соотношений определит продуктивность интегральной системы «марш — эстуарий».

Наряду с морскими травами важным источником органического материала в эстуариях являются различные виды водорослей. Так, среди макрофитов Азовского моря около 50 % составляет зостера, 35 % — красные водоросли и 15 % — зеленые водоросли (Л. А. Зенкевич, 1963). В Утлюкском лимане биомасса донных водорослей — 22,4 т/га, а цветковых растений в 3 раза больше — 69,3 т/га. Интересно меняется состав макрофитов во внутреннем эстуарии Азовского моря — Сивашской лагуне. Вблизи пролива в Северном Сиваше абсолютно доминируют нитчатая водоросль кладофора, которая местами образует на дне огромные ско-

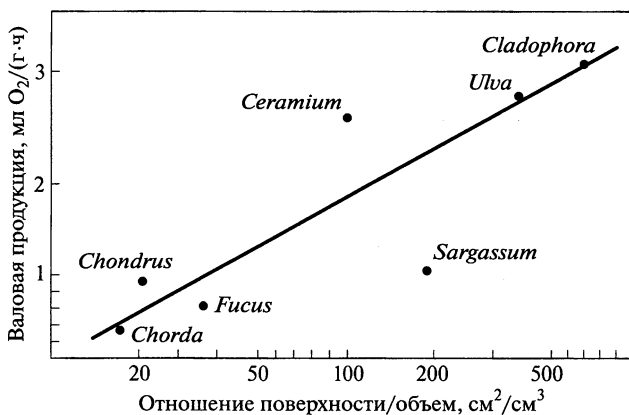


Рис. 4.15. Зависимость между валовой продукцией некоторых крупных морских водорослей и отношением их поверхности к объему (Одум, 1975)

пления в виде войлока. Суммарная продукция кладофоры в Восточном Сиваше только за весенне-летний период составляет 2 млн т.

Валовая продукция крупных морских водорослей оказывается тесно связанной с величиной отношения поверхности водоросли к ее объему (рис. 4.15). Обобщение связи величины живой поверхности в океане с продуктивностью организмов и интенсивностью метаболических процессов получено сравнительно недавно (Т. А. Айзатуллин, В. Л. Лебедев, К. М. Хайлов, 1984; К. М. Хайлов, 1982), хотя отдельные факты об этом были известны ранее.

В природной системе для прикрепленных водорослей общая валовая продукция будет зависеть от площади субстрата, благоприятного для их обитания, и в первую очередь от расчлененности рельефа.

**Роль детрита в пищевой цепи.** Для живой части системы наиболее важны два биотических фактора — приток питательных веществ и хищничество. Эстуарии — накопители осадков, а осадки представляют потенциальный источник пищи, если они хотя бы частично состоят из органического материала. Бактерии заселяют зерна песка или частицы алеврита, которые находятся во взвеси, используя органический материал, адсорбированный на их поверхности, и продукты их разложения, обогащают продуктами питания донные осадки. Этот источник пищи назван детритом (Kalber, 1959).

Животные больше предпочитают детрит, обогащенный бактериями, нежели материал, образуемый при измельчении растений. Из-за наличия богатого пищевого источника в виде детрита детритоядные животные оказываются идеально приспособленными для жизни в эстуариях, а потребители детрита — главные первичные консументы. Детрит имеет огромное значение для эстуариев, поскольку он представляет собой пищу, поступающую в осадки. Она пригодна в течение зимы, когда мала или полностью отсутствует продукция растительного материала.

Эстуарии исключительно богаты своими огромными популяциями птиц. Птицы пользуются богатым пищевым источником в виде детритоядных беспозвоночных (червей, моллюсков или ракообразных).

Эстуарные сообщества обычно включают виды, распространение которых ограничено лишь эстуариями, виды, входящие из моря, и сравнительно небольшое

число видов, обладающих широкими осморегулирующими возможностями, позволяющими им жить как в морской, так и в пресноводной среде. Основная часть биоты эстуариев морского происхождения. Примером смешанных популяций из типично эстуарийных и морских видов служат промысловые объекты. Среди них пятнистая морская форель распространена преимущественно в эстуариях, тогда как менхаден встречается здесь главным образом на ювенильных стадиях. Большинство промысловых видов крабов и устриц обитают в эстуариях, тогда как несколько важных видов устриц и крабов размножаются вдали от берега и попадают в эстуарии в виде личинок. Эстуарии служат местом откорма молоди многих nektonных организмов. Здесь они находят обильный концентрированный корм, а особые условия эстуарийной среды обеспечивают им защиту от хищников. Рыбы-мигранты — лососевые, а также угри — могут задерживаться в эстуариях на продолжительное время при миграции из соленых вод в пресные воды.

Для эстуариев устанавливается абсолютное преобладание детритной пищевой цепи. Пелагическая пищевая цепь фитопланктон — зоопланктон — рыбы играет в эстуариях второстепенную роль.

**Энергия и продуктивность.** Формирование естественного плодородия эстуариев, как и работа всей системы в целом, тесно связано с экспортно-импортными соотношениями между маршами, с одной стороны, и водами и дном эстуария — с другой. В результате длительных стационарных исследований возникли три основные гипотезы экосистемных уровней в отношении маршей (Odum, 1980):

1. Гипотеза приливной субсидии энергии со стороны открытых пространств эстуариев, повышающей продуктивность маршей.

2. Гипотеза аутвеллинга (когда органический материал экспортируется из продуктивных эстуариев в прибрежные воды и на марш).

3. Гипотеза преобладания детритной пищевой цепи над пастбищной пищевой цепью.

Эта гипотеза принята в качестве общего принципа. Это может быть проиллюстрировано прямой зависимостью продуктивности маршей от высоты приливов.

Гипотеза аутвеллинга подтверждается в ряде конкретных случаев: эстуарии, несомненно, служат источником питательных веществ для смежных про-

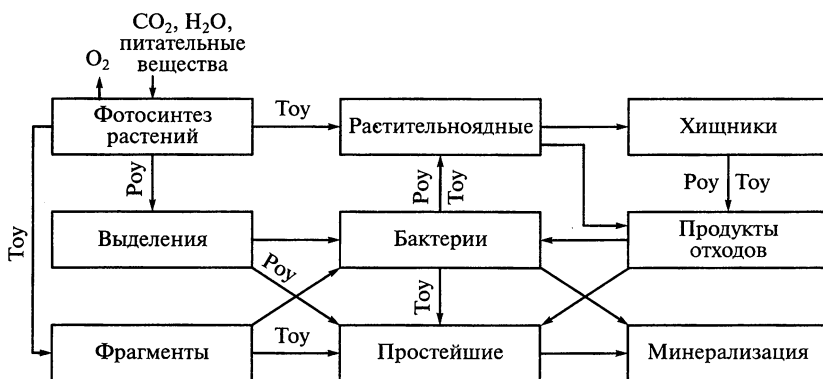


Рис. 4.16. Поток органического материала по пищевой цепи эстуария (Head, 1976):

Рou — растворенный органический углерод; Тоу — твердый органический углерод

странств океана. Однако в других случаях воды эстуарии могут импортировать вещества из маршей и океана. Кроме того, может происходить взаимообмен организмами.

Преобладание основанной на детрите пищевой цепи было доказано для большинства мелководных эстуариев (в отличие от преобладания пастбищной пищевой цепи в открытых водах морских местообитаний). Ю. Одумом (Odum, 1980) установлено, что детритовые комплексы похожи на автотрофно-гетеротрофные микросистемы с водорослями, простейшими, грибами и бактериями, составляющими основные источники энергии для детритовых консументов, которые образуют пищу для рыб и более высоких трофических уровней (рис. 4.16).

Преобладание детритной пищевой цепи, очевидно, повышает продуктивность системы, поскольку существенно укорачивает путь использования энергии. Действие абиогенных факторов способствует сохранению детрита и его использованию в системе эстуария. Причины высокой продуктивности эстуариев обуславливаются свойством эстуариев улавливать биогенные вещества механическим, химическим и биологическим путем. Кроме того, их природа «извлекает выгоду» из разнообразия типов продуцентов, фактически «программирующего» фотосинтез в течение года.

В эстуариях чаще всего представлены три типа продуцентов, снабжающих энергией наш мир (Одум, 1975): макрофиты (водоросли, морские и болотные травы), донные микрофиты и фитопланктон. Обычно в качестве «дополнительного вклада энергии» в экосистему называется прилив. Однако не следует пренебрегать и другими гидрогенными процессами, участвующими в увеличении энергии системы.

**Видовое разнообразие.** Разнообразие видового состава животных эстуариев в значительной мере определяется географической зональностью. Так, в эстуарии Моррамбене на тропическом побережье Мозамбика было изучено 470 видов животных, включая 66 видов полихет, 67 — крабов и 115 — рыб. Между тем в эстуарии Книсна на умеренно-теплом побережье Южной Африки встречено 350 видов, в том числе 69 видов полихет, 12 — крабов, 40 — рыб, а в эстуарии Олифентс на умеренно-холодном побережье Южной Африки зафиксировано лишь 53 вида, включающих 10 видов полихет, 3 — крабов, 9 — рыб. Таким образом, в эстуариях тропических вод наблюдается гораздо большее видовое разнообразие животных, нежели на холодном побережье (Day, 1967).

Высокая мутность воды осложняет развитие фитопланктона в эстуарии и в то же время способствует развитию различного рода фильтраторов. Так, в мелководных лагунах Дании микробентос может фиксировать 116 г С/м<sup>2</sup> в год, что в 4 раза больше продукции фитопланктона. Для некоторых лет установлено также, что разложение макрофитов — важный источник питательных веществ. В связи с этим существенно отметить, что многие продуктивные по моллюскам районы имеют относительно высокую мутность, превышающую 10 мг на 1 л.

Среди макробентоса огромную роль в осаждении взвеси играют фильтрующие организмы, живущие в эстуариях. Типичная устрица, обитающая в низовьях р. Йорк (Вирджиния), откладывает 1—2 т вещества на 1 га за неделю (в сухом весе). Отложенное вещество обогащается продуктами жизнедеятельности фильтраторов и представляет собой более благоприятный субстрат для других организмов. Имеются предположения, что вода, прошедшая через фильтры бентосных животных, становится относительно легкой и способна всплывать. Увеличение

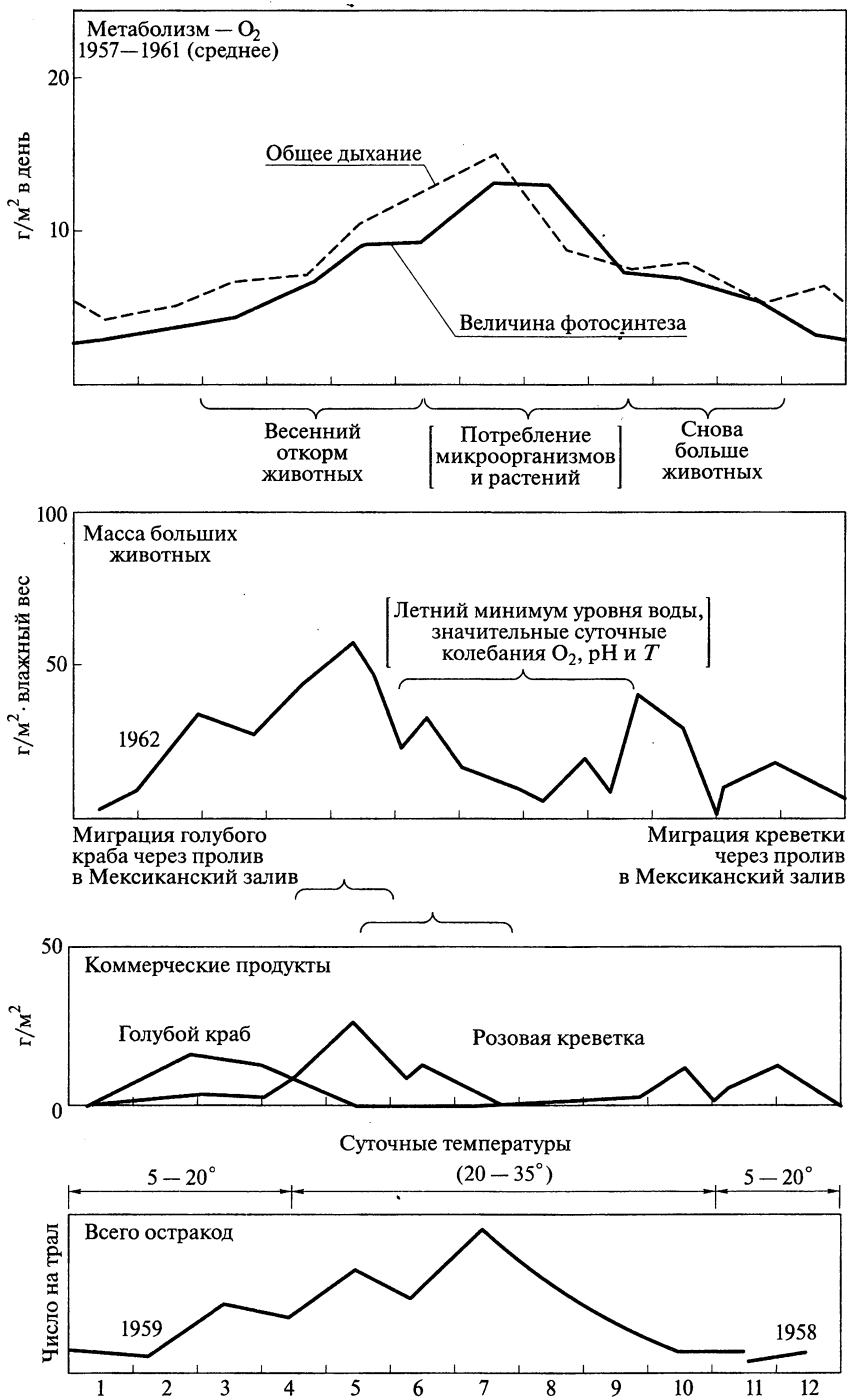


Рис. 4.17. Сезонные изменения в фотосинтезе, общем дыхании и некоторые главные события сообщества дна с черепашьей травой (залив Редфиш, Техас) (Odum, 1967)



прозрачности воды способствует усилению проникновения света на глубину и увеличивает первичную продукцию в эстуарийных водах.

Типичные обитатели эстуариев — крабы, многие виды которых представляют ценные промысловые объекты. Далеко проникающим в эстуарии Великобритании является береговой краб *Carcinus maenas*. Этот вид широко распространен от открытых скальных берегов до илистых плато и луж соленых маршей. Береговой краб представляет собой консумента, поглощающего все, что ему удастся найти или поймать. Эта пищевая неприхотливость сочетается со способностью к осморегуляции при соленостях ниже, чем концентрация соли в крови. Различные стадии развития личинок краба указывают на их связь с абиотическими компонентами среды. В эстуариях существуют механизмы удержания личинок в оптимальной зоне с соленостью 10—20‰. Глубина обитания личинок определяется придонными циклами освещения, солености и скорости течения, причем зона всех стадий начинают подъем или опускание одновременно и прекращают движение на одинаковых глубинах, обеспечивающих их перемещение в нужном направлении.

Сходным образом связано с факторами береговой среды и развитие креветок. Размножение, питание и поведение многих видов рыб также оказываются тесно связанными с гидрологическими условиями эстуариев (рис. 4.17).

В большинстве случаев система эстуария способна произвести избыточное количество органического материала, а ограничивающие условия среды препятствуют развитию достаточного разнообразия консументов, способных утилизировать всю органическую продукцию. Высокий уровень производства органического материала благоприятствует его захоронению в осадках. Вместе с тем при высокой цене энергии из-за суровых условий жизни организмы имеют малые количества энергии для создания системы комплексной специализации и организации. Без специализации деятельность консументов оказывается неэффективной, и значительная часть органического материала поступает в осадки и захороняется в них. Создаются благоприятные возможности для последующего формирования месторождений нефти и газа.

Г. Одум (Odum, 1967) считает, что разнообразие организмов, соответствующее менее чем 5 видам на 1 000 индивидуумов, определяет высокую вероятность формирования нефтяных месторождений. Одним из эстуариев, в котором в современных условиях происходит захоронение органического материала в осадках, является Баффинов залив. Благоприятные современные условия для формирования углеводородов существуют в лагуне Сиваш, где ежегодно продуцируется не менее 4 млн т органического материала, а потребление его ничтожно из-за высокой солености воды.

Следовательно, низкое видовое разнообразие организмов в формациях отложений может служить указанием на высокую вероятность находок месторождений углеводородов.

### 5.1. Шельфовые равнины

Материковые и островные шельфы представляют прибрежные равнины, затопленные при поднятии уровня океана после деградации последнего материкового оледенения. Они характеризуются выровненным либо пологохолмистым рельефом. Средняя глубина шельфов составляет около 130 м, а глубины изменяются в пределах от 40—50 до 350—400 м, хотя в областях материковых оледенений (Антарктида, Гренландия) глубины превышают 1000 м. Солнечный свет проникает на глубины не более 100—150 м, и на шельфах лишь мелководья и возвышенности освещены рассеянным светом. Это определяет распространение растительных организмов, связанных с процессами фотосинтеза. На шельфах доминируют гидрогенные процессы, в значительной мере определяющие разнообразие подводных ландшафтов. На глубинах менее 100 м в океане и менее 30 м во внутренних морях на дне преобладает воздействие штормовых волн. На возвышенностях у внешнего края шельфов, кроме того, действуют приливно-отливные и придонные течения, которые сортируют осадки и переносят их, участвуя в рельефообразовании.

На относительно глубоких участках шельфов гидродинамическая обстановка более спокойная. На мелководьях и банках шельфов обычно распространены отложения, перемещаемые во время сильных штормов, препятствующих развитию прикрепляющихся донных организмов. На дне впадин и желобов накапливаются илистые осадки, в которых преобладают роющие и ползающие организмы, а растительность из-за недостатка света исчезает. Заметно ослабление суточной ритмики природных процессов в пределах шельфов, при сохранении, однако, сезонной и межгодовой изменчивости.

Глубина, рельеф и освещенность оказывают большое влияние на разнообразие ландшафтов шельфов. Высокая гидродинамическая активность обеспечивает благоприятные условия для развития планктона и высокой биопродуктивности.

В Баренцевом море на глубинах 50—60 м на песчаном дне скорости течений достигали 15—20 см/с, на глубинах 80—90 м, где распространены песчанистые илы, — 5—10 см/с, а на глубинах 100—120 м в зоне развития илов скорости падали до 1—3 см/с (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

На мелководных банках и возвышенностях под воздействием интенсивных движений вод формируется мозаичность в распределении донных осадков. Например, в южной части Баренцева моря на глубинах около 55 м чередовались через 7—10 м участки плотного илистого песка с отдельными раковинами и небольшие участки, где ракушка покрывала более трети поверхности дна, а на Большой Ньюфаундлендской банке с глубинами от 50 до 100 м обычно чередование дна с выходами коренных пород, россыпью гравия и гальки с примесью валунов и песчаного дна с примесью раковин моллюсков, морских ежей и звезд.

На относительно глубоких участках шельфов распределение илистых осадков значительно однороднее. Вместе с тем на илистом дне проявляется микробугристость в виде многочисленных небольших холмиков, валиков и извилистых каналов, созданных роющими и ползающими организмами. В качестве примера характерного ландшафта илистых грунтов можно указать шельф Керченского пролива, где на глубинах от 40 до 100 м поверхность имеет изрытую, ноздреватую структуру и усеяна крупными створками моллюсков и мелкими раковинами фазеолин. Встречаются многочисленные норки червей полихет с множеством отверстий без конусов диаметром около 1 см. В районах Новороссийска и Геленджика перемежаются участки неровной и выровненной поверхности дна. На неровной поверхности рассеян щебень, встречаются пустые створки мидий. На поверхности коренных пород видны друзы моллюсков, заросли филофоры.

В пределах расчлененного рельефа Балтийского дна моря, где глубины меняются от 50 до 250 м, подводные ландшафты разнообразны. Наблюдается пестрота распределения донных осадков и связанных с ними биоценозов. На валунно-галечных и гравийных грунтах преобладают баянусы, балтийские мидии, морские звезды, различные ракообразные, включая крабов и креветок. На песчано-алевритовых осадках обитают двустворчатые моллюски, особенно *Macoma baltica*, а также полихеты *Nereis*, офиуры и ракообразные (Геозкология..., 1992).

Ландшафты шельфов океана разнообразны. Для сравнения рассмотрим два крайних типа: а) относительно узкий и выровненный, со слабо расчлененным рельефом и глубинами не более 100—110 м шельф Северо-Западной Африки, б) обширный и сложно расчлененный с чередующимися банками и желобами, с глубинами от 100 до 300—400 м шельф северо-западной части Баренцева моря (В. В. Федоров, 1977; В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Ландшафты шельфа Северо-Западной Африки формируются под сильным влиянием волн и придонных течений, что обеспечивает высокую биопродуктивность района. Большое значение имеет эоловый вынос песчаного материала Сахары. Поэтому подводный береговой склон до глубин 20—30 м сложен преимущественно кварцевыми песками с сильной примесью мелкобитой ракушки из обломков раковин моллюсков *Cardium*, *Ostrea*.

В средней части шельфа до глубин около 70 м распространены в основном разнородные и илистые пески с ракушечным материалом.

Внешняя часть шельфа до бровки материкового склона представляет собой пологонаклонную равнину, сложенную преимущественно песком с доминированием собирающих детритофагов (рис. 5.1). Здесь широко распространены биогенные формы нанорельефа. Дугообразные следы оставляют офиуры. Часто встречались воронки диаметром 7—10 см, образуемые моллюсками. Самые крупные формы создают рыбы: скаты, угри, каменные окуни, морские языки. Размеры блюдцеобразных углублений, созданных морскими языками, достигали 60 см. Севернее, у мыса Корвейро, в биоценозе доминируют морские перья. На дне видны норы зарывшихся моллюсков, круговые борозды вокруг нор с детритоядными полихетами. Севернее мыса Барбас вдоль внешнего края шельфа наблюдались обнажения коренных пород, а биоценоз крайне беден. Южнее мыса Бохадор, где край шельфа погружается до 180—230 м, верхняя часть шельфа покрыта обломками пелиципод, гастропод, фораминифер, игл морских ежей. В фауне преобладают пятилучевые и семилучевые морские звезды, коралловые полипы, морские перья, каракатицы, крабы-боксеры, раки-отшельники, лилии, донные рыбы.

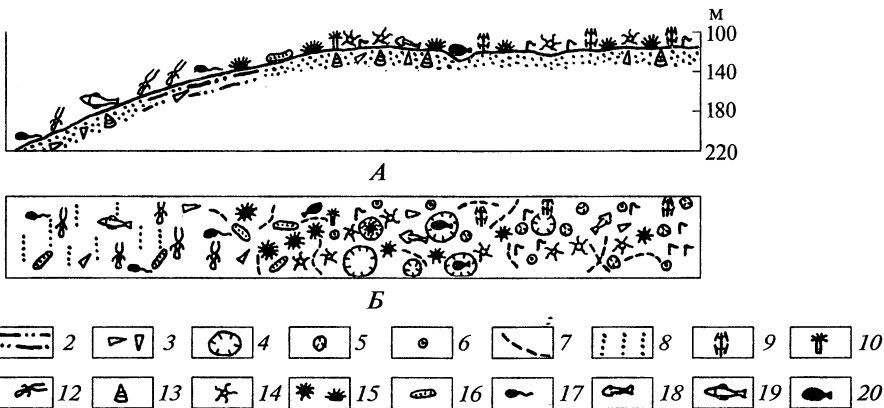


Рис. 5.1. Ландшафтный профиль (А) и ландшафтная схема (Б) шельфа Северо-Западной Африки (из В. М. Литвина, В. В. Федорова, 1994):

1 — песок; 2 — илстый песок; 3 — битая ракуша; 4 — воронки; 5 — лунки; 6 — холмики; 7 — следы сползания донных животных; 8 — линейные знаки придонных течений; 9 — морские перья; 10 — сестоноядные полихеты; 11 — детритоядные полихеты; 12 — лангустины; 13 — двустворчатые моллюски; 14 — офиуры; 15 — морские ежи; 16 — голотурии; 17 — макрурусы; 18 — скорпены; 19 — мерлузы; 20 — морские языки

На границе шельфа и материкового склона, где резко увеличивается уклон дна, прослеживаются выходы коренных пород, встречаются реликтовые отложения, широко распространены формы гидрогенного нанорельефа. Изменчивость ландшафта этой зоны определяется увеличением глубин и скорости придонных течений. На глубине 115 м эта скорость составляет 5 см/с, а на глубинах 150—200 м она возрастает до 20—30 с.

Ландшафты северо-восточной части Баренцева моря находятся в других физико-географических условиях (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994). Расчлененность поверхности, взаимодействие холодных беренцевоморских вод с теплыми водами Шпицбергенского и Нордкапского течений, их перемешивание при воздействии волн и приливоотливных течений определяют высокую биопродуктивность района. Продукция фитопланктона здесь составляет 0,5 г/см<sup>2</sup> в день, а биомасса зоопланктона достигает 2 г/м<sup>3</sup>. Сложное взаимодействие различных факторов привело к формированию в северо-западной части моря разнообразных донных ландшафтов. Смена одних типов другими контролируется главным образом расчленением подводного рельефа.

Вдоль Западного Шпицбергена в прибрежной зоне доминируют валунно-галечные отложения, а в желобах они сменяются песчано-илистыми осадками с примесью грубообломочного материала. На банках внешнего шельфа также преобладают грубообломочные отложения, а в желобах залегают илистые осадки с примесью разнозернистого песка, гравия и валунов. В северной части района на банках распространена обильная и разнообразная фауна. Преобладают офиуры, в пространстве между валунами видны скопления раковин двустворчатых моллюсков и брахиопод, которые занимают от 10 до 30 % площади дна. На склонах банки доминируют морские гребешки, распространены также мшанки, губки. Ландшафты банок южной части Западного Шпицбергена заметно отличаются от ландшафтов северных банок. Их поверхности заняты илесто-щебнистыми отложениями с пятнами заиленных песков, а по краям банок протягиваются до-

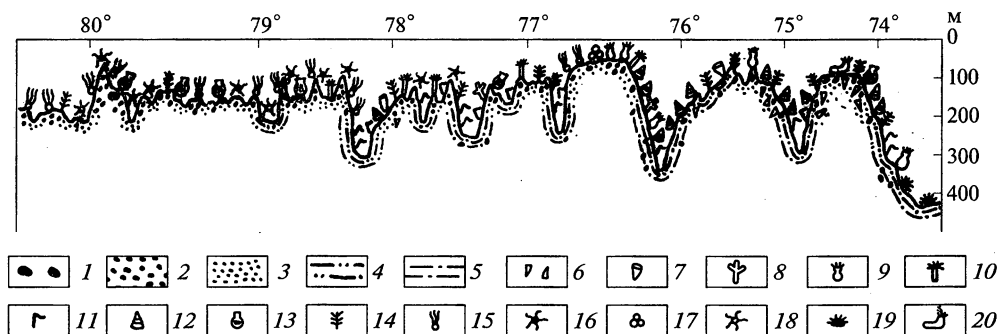


Рис. 5.2. Ландшафтный профиль вдоль шельфа северо-западной части Баренцева моря (из В. М. Литвина, В. В. Федорова, 1994):

1 — валуны; 2 — галька; 3 — песок; 4 — илистый песок; 5 — песчаный ил; 6 — битая ракуша; 7 — губки; 8 — мягкие кораллы; 9 — актинии; 10 — сестоноядные полихеты; 11 — детритоядные полихеты; 12 — двустворчатые моллюски; 13 — исландские гребешки; 14 — мшанки; 15 — морские лилии; 16 — офиуры *Ophiopolis aculeata*; 17 — офиуры *Gorgonocephalus* sp.; 18 — офиуры *Ophiura sarsi*; 19 — морские ежи; 20 — сестоноядные голотурии

вольно высокие галечные гряды — реликты моренных гряд, перемытых волнами и течениями. На самих банках распространены детритофаги. Склоны банок с галечным грунтом заняты бедной фауной серпулид и мшанок, а подножия их с песчано-илистым грунтом — сообществом полихет (рис. 5.2).

К югу от Шпицбергена располагаются крупные мелководные банки. На Шпицбергенской банке ракушей покрыто 50—70 % площади. На поверхности банки с глубинами менее 50 м распространены подвижные сестонофаги, среди которых преобладают двустворчатые и брюхоногие моллюски. Склоны банки с глубинами 50—75 м, напротив, отличаются высокой биомассой бентоса, где доминируют неподвижные сестонофаги — голотурии, мшанки, усонogie раки. На Медвежинской банке на глубинах 100—130 м распространены гравийно-галечные отложения с примесью раковин моллюсков. На глубинах до 160—170 м наблюдается мозаика песчаных осадков с примесью валунов и гравийно-песчано-ракушечных отложений. Изредка распространены чисто ракушечные отложения (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Другие ландшафты формируются в желобах шельфа и на дне крупных фиордов Западного Шпицбергена. В неглубоких желобах у северо-западного побережья Шпицбергена залегают песчаные отложения с примесью гравия и щебня, слабозаиленных. В биоценозах преобладают детритофаги — полихеты, а также распространены сестоноядные — морские лилии, актинии, офиуры. На галечных и валунных россыпях обитают мшанки и прикрепленные полихеты, а на дне глубоких фиордов фауна представлена детритоядными животными. Ландшафты крупных желобов Баренцева моря — Зюйдкапского и Медвежинского — сходны между собой. Дно их на глубинах более 250 м покрыто тонким илом с примесью грубообломочного материала. Во внешней части желобов осадок укрупняется и появляется ракуша. На дне желобов преобладают биоценозы грунтоедов, морских ежей и моллюсков. С приближением к материковому склону на дне желобов и на склонах под влиянием теплого течения возникают заросли мшанок и губок.

Своеобразие внешней зоны шельфа определяется влиянием холмисто-грядового рельефа, воздействия теплого течения и приливоотливных течений.

Холмы и гряды сложены скоплениями грубообломочного моренного материала, промытого придонными течениями. На их поверхности преобладают сестоноядные животные. На крупнозернистых валунных и галечных грунтах наибольшей численности достигают мшанки и морские лилии. В межрядовых понижениях, выстилаемых песком и илом с примесью гальки и валунов, изобилуют морские гребешки. По внешнему краю Медвежинской банки на глубинах 220—300 м четко прослеживается грядовый рельеф. Донная фауна представлена преимущественно губками и полихетами.

## **5.2. Подводные каньоны и уступы материковых и островных склонов**

Материковый склон — одна из грандиознейших форм рельефа Земли. Существенно расчлененный подводными каньонами в большей степени, чем другие геоморфологические провинции океана, он обеспечен твердыми границами, поэтому отличается максимальной биопродуктивностью. Это подтверждается как данными по первичной продуктивности отдельных провинций океана, так и сравнительной оценки годовой продукции рыб. Так, провинция апвеллинга, охватывающая лишь часть материкового склона и 0,1 % площади океана, дает 50 % продукции рыб.

Шельфы материковых окраин и островов ограничены огромными по высоте и разнообразными по строению склонами, опускающимися к ложу океана, представляющими собой пограничную зону между материковыми и океаническими структурами земной коры. Верхняя часть склонов на глубинах менее 100—150 м еще испытывает влияние солнечного света, климатической зональности и сезонной ритмики природных процессов. Но с глубиной наступает полная темнота, воздействие климатического фактора и ритмики затухает, воды становятся холодными и однородными, особенно с глубин 800—1000 м. Нижние части склонов на глубинах от 2500 до 3500 м переходят в наклонные равнины аккумулятивных шлейфов или в склоны глубоководных желобов с глубинами более 7000—10000 м и находятся в условиях, сходных с ложем океана. Однако для материковых и островных склонов активная динамика вод создает условия для повышенной биологической продуктивности. Именно к апвеллингам приурочены богатые рыбопромысловые районы. Кроме того, по материковым и островным склонам происходит перемещение на ложе океана наносов мутьевыми потоками и оползнями, что представляется важным фактором формирования подводных склоновых ландшафтов (О. К. Леонтьев, Г. А. Сафьянов, 1973; В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Разнообразие ландшафтов склонов определяется в первую очередь крутизной и расчлененностью их поверхности. Подводные каньоны, пересекающие склон в виде глубоко врезаемых ущелий, распределены неравномерно: на отдельных участках они образуют густую сеть, а на других — встречаются редко. Эта особенность рельефа отражается и в распределении донных ландшафтов.

Пологие склоны образованы мощными толщами осадочного материала, сносимого с суши и шельфа, прежде всего напротив устьев крупных рек, где сформировались огромные конусы выноса, перекрывшие уступы материкового склона.

Кроме того, пологие склоны приурочены к областям краевых прогибов материков, охватывающих и шельфы. Аккумуляция ведет к образованию пологонаклонных равнин, покрытых илистыми осадками, на однообразной поверхности которых встречаются бугорки и норки роющих животных. Верхний слой неуплотненного ила время от времени под действием силы тяжести даже при малых уклонах стекает вниз по склону.

Вместе с тем в Норвежско-Гренландском бассейне на таких же пологих склонах, испытывающих в верхней части воздействие приливоотливных течений, осадки более грубого состава и более плотные, что способствует развитию богатых донных биоценозов до глубин 700—1 000 м. На конусе выноса Медвежинского желоба доминируют бореальные сестоноядные животные, в том числе губки. На конусе выноса в районе Зюйдкапского желоба губки практически исчезают и видны лишь редкие морские звезды бореально-арктических видов. Северо-западнее Шпицбергена верхняя часть материкового склона заселена сообществом морских лилий, губок, детритоидных полихет. Ниже по склону, где действие теплого течения уже не ощущается, остаются только холодноводные виды, а их биомасса заметно сокращается (В. В. Федоров, 1977).

На материковом склоне у северо-западного побережья Африки, ниже бровки шельфа с сильными придонными течениями наблюдается относительно пологая поверхность. Донные отложения становятся более тонкими. В верхней части склона, на глубинах 300—500 м они представлены мелким песком и алевритом. На материковом склоне скорость придонных течений уменьшается, в осадках происходит накопление органического вещества и поселяется донная фауна, биомасса которой достигает 30 г/м<sup>2</sup>. С увеличением глубины, ослаблением придонных течений и снижением температуры воды происходит заиление донных осадков и смена бентических сообществ с общим обеднением их и уменьшением биомассы.

Вертикальная зональность распределения биомассы бентоса на материковых и островных склонах вполне закономерна (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994). На склонах, особенно в Атлантическом и Тихом океанах, выявлены две основные зоны: верхняя часть склона от бровки шельфа до глубин 1 000—1 100 м, местами до 1 500 м, и нижняя его часть до подножия уступа. Так, в районе северо-восточного побережья США в верхней части материкового склона биомасса фауны содержит 2 300—6 000 экз./м<sup>2</sup>, тогда как в нижней части она снижается до 1 500—3 000 экз./м<sup>2</sup>, а в прилегающих областях ложа океана составляет лишь несколько сотен экземпляров на 1 м<sup>2</sup>. Выявлено изменение видового состава с глубиной многощетинковых червей, бокоплавов, иглокожих, членистоногих, кишечнополостных и донных рыб. Из общего числа видов только 3,4 % оказались общими для фауны шельфа в верхней части склона и 3,6 % — для фауны верхней и нижней частей склона. Смена фауны вниз по склону отмечена также для креветок в районах восточных побережий Северной и Южной Америки, для донных фораминифер Мексиканского залива, для ракушковых рачков Антарктиды, для морских звезд у западного побережья США и для двустворчатых моллюсков залива Сагами. Исследования в заливе Аляска позволили установить зональность в распределении трофических группировок, зависящую от глубины и состава грунта. Обычно на меньших глубинах преобладают сестоноеды, а на больших — детритоеды. Выявлены специфические виды фораминифер, брахиопод, морских перьев, десятиногих раков, двустворчатых моллюсков и других беспозвоночных, обитающих на грунтах

материкового склона. В ряде районов Мирового океана верхняя часть склонов, там, где действуют апвеллинги, оказалась более продуктивной для бентоса и промысловых рыб, чем прилегающие участки шельфа (Биология океана, 1977).

Разнообразнее подводные ландшафты ступенчато-глыбовых склонов. Здесь доминируют вертикальные или крутопадающие стенки; нависающие карнизы, ниши, горизонтальные ступени, прикрытые обычно рыхлыми отложениями; хаотические наброски глыб и камней; узкие щели каньонов и расходящиеся веером пологие конусы выноса осадочного материала. Распределение донной фауны, кроме вертикальной зональности, осложняется мозаичным характером существования сообществ на выходах коренных пород, участках ила, на дне каньонов или конусов выноса. Крутизна и расчлененность таких склонов обеспечивает большую подвижность придонных вод, обусловленную течениями, подъемом глубинных вод, богатых биогенными веществами.

Грандиозные ступенчато-глыбовые склоны океанических материковых окраин и островных дуг заселены разнообразными сообществами донных животных. Здесь отчетливо проявляется вертикальная зональность биоценозов. Такой тип склонов был довольно детально изучен восточнее Камчатки и южнее острова Беринга в Алеутской дуге. Склон южнее острова Беринга образован системой сбросов со средней крутизной  $25 - 30^\circ$ . Верхняя часть склона до глубин 1 500—2 000 м наиболее крута. Здесь уступы с уклонами свыше  $50^\circ$  и вертикальные обрывы чередуются с узкими ступенями. На уступах обнажаются коренные породы, сложенные песчаниками и глинистыми сланцами. Верхняя часть склона рассечена системой поперечных к его простиранию разломов и трещин. На ступенях и небольших выступах коренных пород виден тонкий покров илистых осадков. Глубже 3 000 м склон выполаживается и накапливаются илистые отложения. На поверхности этих отложений видны промоины. В нижней части склона обнаруживаются оползневые образования. У подножия склона и на дне Алеутского глубоководного желоба на глубинах 6 850—6 875 м аккумуляция осадков привела к созданию узкой плоской равнины. Сходное строение имеет и материковый склон у восточного побережья Камчатки (А. М. Сагалевич и др., 1991).

Всего было выявлено 36 видов донной фауны, представленных четырьмя группами — пантоподами, морскими звездами, стеклянными губками и погонофорами. Резкая смена видового состава происходит на глубине 3 000 м. Здесь же наблюдается и заметное увеличение разнообразия видов. По склону южнее острова Беринга на максимальных глубинах преобладают двустворчатые, голотурии и полихеты. Для глубин от 4 400 до 3 800 м происходит заметное сокращение голотурий и возрастание роли других классов иглокожих, а также увеличение общего разнообразия форм, а на глубинах 1 400—1 550 м доминируют пеннатулярии и резко повышается роль ракообразных. В верхней части склона обитают стеклянные губки, а также гастроподы. Наиболее заметно преобладание губок на шельфе. На материковом склоне Камчатки вертикальные распределения доминирующих групп прослеживаются еще отчетливее. В верхней части склона преобладают ракообразные, иглокожие и гастроподы. Ниже доля ракообразных сокращается, составляя на глубинах 820—840 м до 78 %, а на глубинах 1 815—1 920 м — менее 1 %.

На коренных породах, обрывах, крутых уступах и выступах в верхней части склона обитают преимущественно прикрепляющиеся и ползающие животные. На илистых грунтах нижней части склона, на ступенях и в понижениях дна выше по склону поселяются в основном ползающие и роющие организмы. Представлены



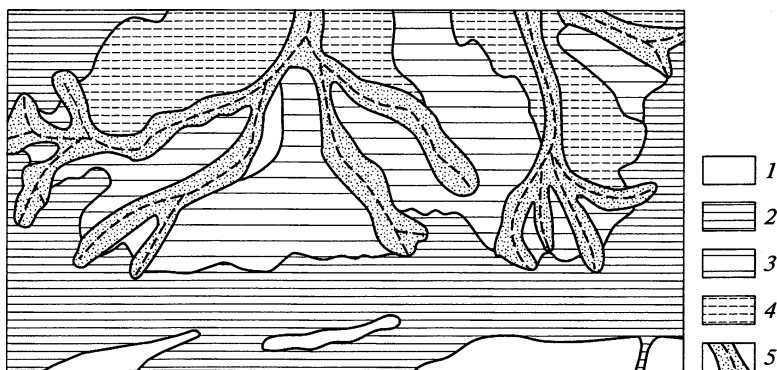
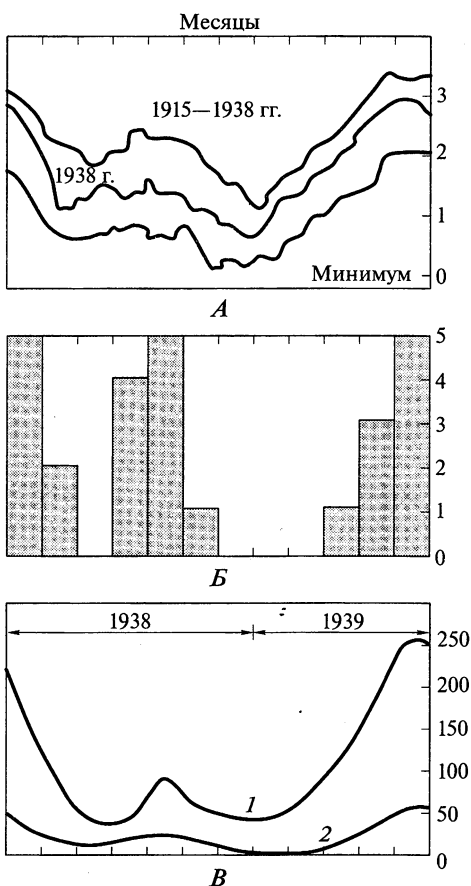


Рис. 5.3. Геоморфологическая схема приустьевых взморья р. Чорох (центральная и северная ветви каньона):

1 — суша; 2 — плоская поверхность прибрежного мелководья; 3 — слабонаклонные поверхности межканьонных пространств и переднего фронта дельты; 4 — склоны подводных каньонов; 5 — ложбины и тальвеги подводных каньонов (из Г.А. Сафьянова и др., 2001)



животные разных трофических группировок. Повышается роль сестоноядных и плотоядных видов в верхней части склона, а в нижней его части — детритофагов, таких, как голотурии, ежи, звезды и офиуры. Сестонофаги предпочитают участки, омываемые придонными течениями, а детритофаги обитают на аккумулятивных поверхностях и понижениях дна.

Некоторые из каньонов имеют ответвления (рис. 5.3). Верховья подводных каньонов чаще всего врезаются в край шельфа, иногда проникая в его пределы на большие расстояния, а устья достигают подножия склонов, где они образуют веерообразные каналы мутьевых потоков. Многие каньоны находятся на продолжении долин шельфа, а последние — на продолжении устьев рек.

Верхние части подводных каньонов скорее всего сформированы реками при

Рис. 5.4. Связь между твердым стоком р. Конго и числом обрывов подводных кабелей на дне каньона Конго (Heezen et al., 1964):

А — высота уровня воды в реке по месяцам; Б — число обрывов кабелей по месяцам за 1891—1938 гг.; В — сток наносов (1 — твердый сток, 2 — сток влекомых наносов)

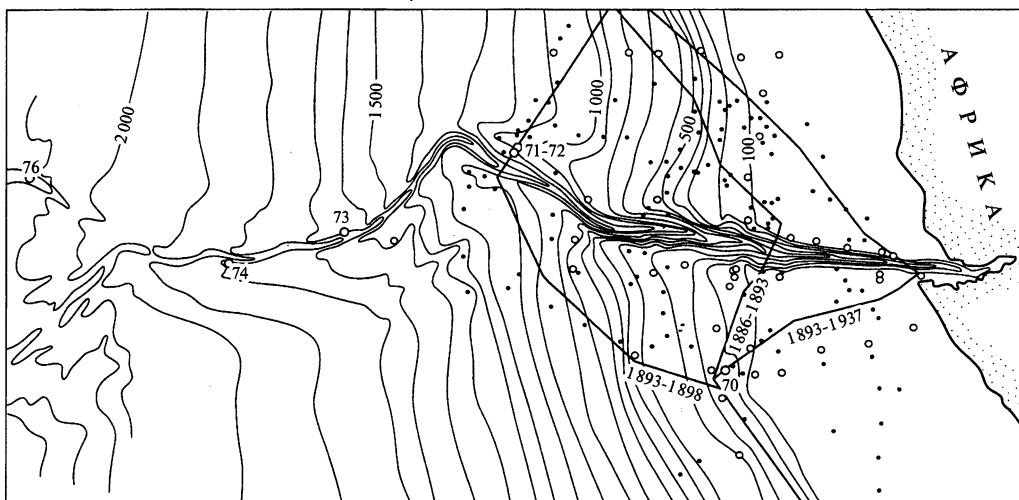


Рис. 5.5. Батиметрическая карта подводного каньона Конго (из Heezen et al., 1964).

В левой части карты располагаются глубоководный конус выноса каньона и рассекающие его каналы. Конус выноса простирается за западную границу карт еще на несколько сотен километров. Прямые линии — участки пересечения каньона телеграфными кабелями в разные годы

снижении уровня океана в плейстоцене, которое оценивается в 110—120 м, или раньше, в плиоцене. Основные части подводных каньонов являются, по-видимому, результатом работы мутьевых потоков и оползней, периодически скатывающихся вниз по склону с большой скоростью. Они захватывают большие массы осадков, переходящих во взвешенное состояние в виде суспензии. Так, мутьевой поток, возникший после землетрясения 1929 г. в районе Большой Ньюфаундлендской банки, разорвал несколько подводных кабелей, располагавшихся вдоль подножия материкового склона.

Наблюдались десятки случаев разрывов прочных кабелей, пересекающих гальвеги подводных каньонов в различных районах Мирового океана (рис. 5.4, 5.5). Прямые наблюдения придонных скоростей выявили (Г.А. Сафьянов, В.Л. Меншиков, В.М. Пешков, 2001, 2007) скорости потоков в десятки сантиметров в секунду и даже достигающих 2—3 м в секунду. Можно полагать, что наиболее мощные и редкие потоки способны приводить к захоронению обитающих на дне организмов, а fossilization органического материала в конечном счете приведет к формированию в таких районах месторождений углеводородов.

Верхние части подводных каньонов доступны для визуальных наблюдений. В Кодорском каньоне Черного моря с бровки склона при волнении периодически срывались в каньон порции песка. За каждый толчок песок проходил путь в 10—15 см и в пределах видимости аквалангистов перемещался на глубину более 15 м. Аналогичные наблюдения проведены у побережья Калифорнии в Тихом океане, где исследователи отмечали целые песчаные реки, спускающиеся по дну каньонов и образующие на уступах эффектные пескопады.

В океанических каньонах на материковых склонах условия для развития донной фауны вполне благоприятные, хотя строение субстрата и наличие мутьевых потоков влияют на состав и распределение биоценозов (рис. 5.6). Так, например, каньон Монтерей имеет сложное строение с извилистым руслом и несколькими

притоками. Вершина каньона врезается в край шельфа на глубине около 100 м, а его устьевая часть достигает глубин более 3 000 м. Глубина вреза каньона в материковый склон в средней части составляет около 2 000 м. На бортах каньона обнаружены следы свежих оползней, а в тальвеге были видны глыбы размером от десятков сантиметров до нескольких метров. На дне каньона глыбы, валуны и окатанная галька встречаются, перемежаясь с глинистым материалом. Такая несортированность отложений свидетельствует о работе мутьевых потоков. Об этом же свидетельствует почти полное отсутствие на дне каньона бентосных организмов, тогда как на стенках донное население довольно богатое.

В каньоне Монтерей, как и в других соседних каньонах, выделено 9 хемобактериальных сообществ (А. М. Сагалевиц и др., 1991). Основное население составляют калиптогены, а биологический фон представлен 27 видами беспозвоночных и 4 видами рыб. Выделены такие сообщества: 1) на дне каньона на глубинах 2 960—3 000 м — голотурии и другие редко встречающиеся виды; 2) на нижней части северной стенки на глубинах 2 670—2 980 м — сообщество морских перьев, крупных брюхоногих моллюсков и двух видов офиур; 3) на верхней части стенки на глубинах 2 615—2 670 м наблюдается обеднение руководящих форм по сравнению с нижней частью склона, хотя возрастает численность пеннатулярий. Осмотрен участок площадью около 70 м<sup>2</sup>, сплошь заселенный двустворчатыми моллюсками — калиптогенами. По периферии участка обнаружены три места разгрузки газов (сипов). Кроме калиптоген, здесь встречаются актинии, селящиеся на их раковинах, брюхоногий моллюск, два вида креветок, мелкие голотурии и другие виды донных животных. На местах сипов видны многочисленные нематоды, а на раковинах калиптоген обитают полихеты. Участок с разгрузкой газов отличается повышенной биологической активностью.

Установлено множество фактов о транспорте обломочного материала вдоль русел подводных каньонов, о действии мощных литодинамических и морфодинамических процессов на их дне и на крутых бортах (Г. А. Сафьянов, В. Л. Меншиков,

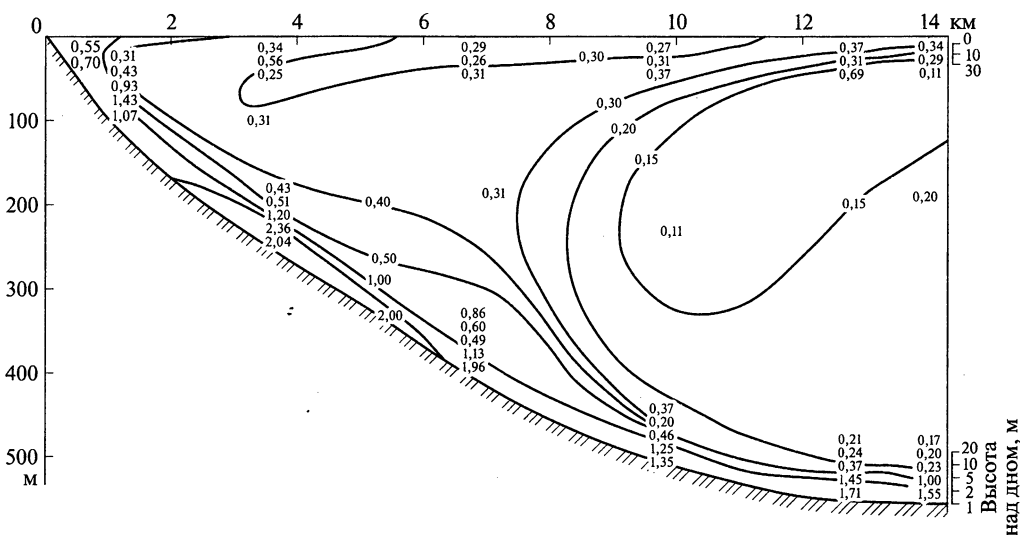


Рис. 5.6. Вертикальное распределение взвесей в каньоне Редондо (из Beer, Gorsline, 1971)

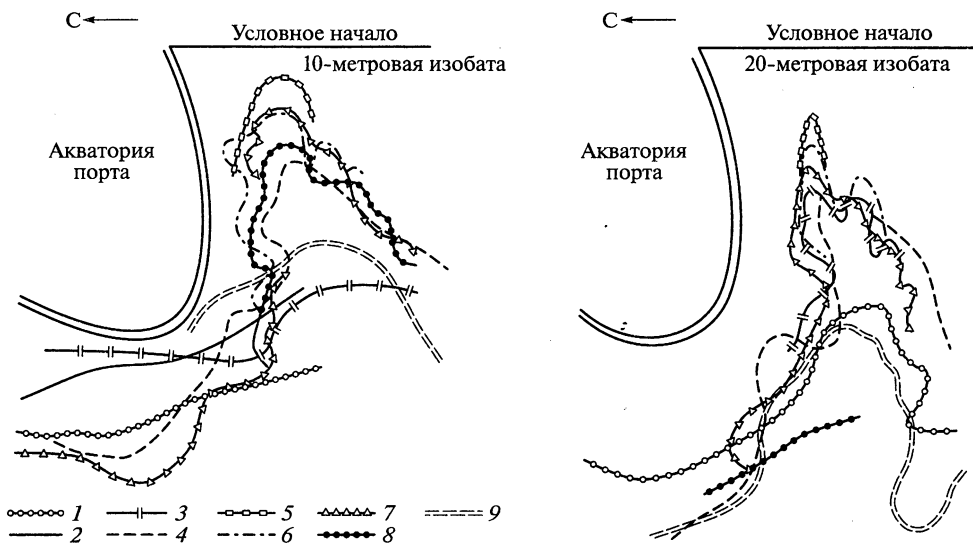


Рис. 5.7. Схема совмещенных изобат в районе Потийского каньона в разные годы: 1 — 1872; 2 — 1890; 3 — 1892; 4 — 1925; 5 — 1936; 6 — 1937; 7 — 1942; 8 — 1947; 9 — 1984

В. М. Пешков, 2001, 2007). В связи с этим некоторые исследователи пишут о «каньонных катастрофах» (рис. 5.7). Получены данные о скоростях седиментации в устьевых частях подводных каньонов, которые свидетельствуют о периодичности действия наиболее мощных литодинамических процессов от одного до трех в тысячелетие. Единичные циклы сортировки наносов на конусах выноса каньонов достигают мощности 0,5—1,0 м и эквивалентны по средней скорости седиментации периоду в 1,5—3 тыс. лет. В верховьях подводных каньонов такие процессы действуют с большей частотой. Для приустьевых каньонов замечена связь этих процессов с объемом речного стока.

Таким образом, в подводных каньонах и на прилегающих участках материкового склона и его подножия периодически возникают условия для массовой фоссилизации органического материала, продуцируемого существующими здесь биотопами. Неудивительно, что именно у континентальной окраины минувших эпох обнаружены наиболее крупные и массовые месторождения нефти и газа.

### 5.3. Рифтовые зоны

Срединно-океанические хребты Мирового океана, система которых протягивается более чем на 80 000 км, имеют сложное блоково-грядовое расчленение с колебаниями глубин от 200—300 до 600—800 м. Гребневая их часть (рифтовая зона) приподнята над флангами и интенсивно расчленена. Вдоль оси протягивается серия узких и глубоких рифтовых долин с глубинами от 2 500 до 4 000 м, сформировавшихся в условиях растяжения земной коры. В рифтовых зонах возникают особые условия формирования подводных ландшафтов, под влиянием которых развиваются многочисленные необычные виды донных организмов

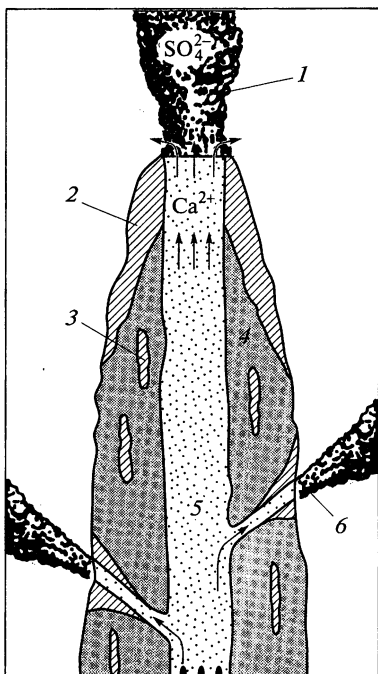


Рис. 5.8. Разрез верхней части «черного курильщика» (из Edmond et al., 1979):

1 — «черный дым»; 2 — зона нарастания ангидрита; 3 — включения ангидрита; 4 — полиметаллические сульфиды; 5 — гидротермальный флюид с температурой около 400 °С; 6 — боковое отверстие «курильщика». «Черный дым» — взвесь сульфидов Fe, Cu, Zn — возникает при охлаждении гидротермального раствора. Передовой край постройки сложен белым ангидритом, образующимся при контакте морской воды с горячим гидротермальным раствором. В дальнейшем ангидрит замещается сульфидами металлов

(В. М. Литвин, 1990; В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994; Л. Лобье, 1990; Lutz, Hessler, 1983).

Открытие горячих источников на Галапагосском рифте в 1977 г. и Восточно-Тихоокеанское поднятие дали начало новой фазе исследований гидротерм на дне океана. В дальнейшем были обнаружены выходы гидротерм на различных участках рифтовой системы. Гидротермальные выходы на дне океана представлены в виде муаровых вод, экзотичных образований «белых курильщиков» с температурой 100—200 °С и «черных курильщиков» с температурой гидро-

терм до 350—400 °С. Наиболее активные и высокотемпературные проявления гидротермальной деятельности располагаются в осевой области СОХ над кровлей магматического очага (рис. 5.8).

К активным гидротермальным полям приурочены отложения глубоководных полиметаллических сульфидов. На карте (рис. 5.9) показаны известные активные гидротермальные выходы на дне океана, а в табл. 5.1 суммированы их основные характеристики (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2003).

Таблица 5.1. Характеристики глубоководных гидротермальных систем (Lowell et al., 1995)

Расположение	Скорость спрединга, см/год	Максимальная температура, °С	Скорость излияния флюида, м/с	Вынос тепловой энергии, МВт	Площадь гидротермального поля, м <sup>2</sup>
Ашес (хр. Хуан-де-Фука)	6,0	326	0,1—0,9	2,4—6,4	10 <sup>4</sup>
Хр. Эндевер	6,0	400	0,5	70—236	10 <sup>5</sup>
11° с. ш. (ВТП)	9,0	347	0,4—1,2	2,4—25	3 · 10 <sup>3</sup>
21° с. ш. (ВТП)	6	350	0,7—2,4	114—311	—
ТАГ (26° с. ш. САХ)	2,6	366	0,5—3,0	225	3 · 10 <sup>4</sup>
Алиса (Марианский трог)	6,0	280	0,5—1,0	2—8	10 <sup>4</sup>

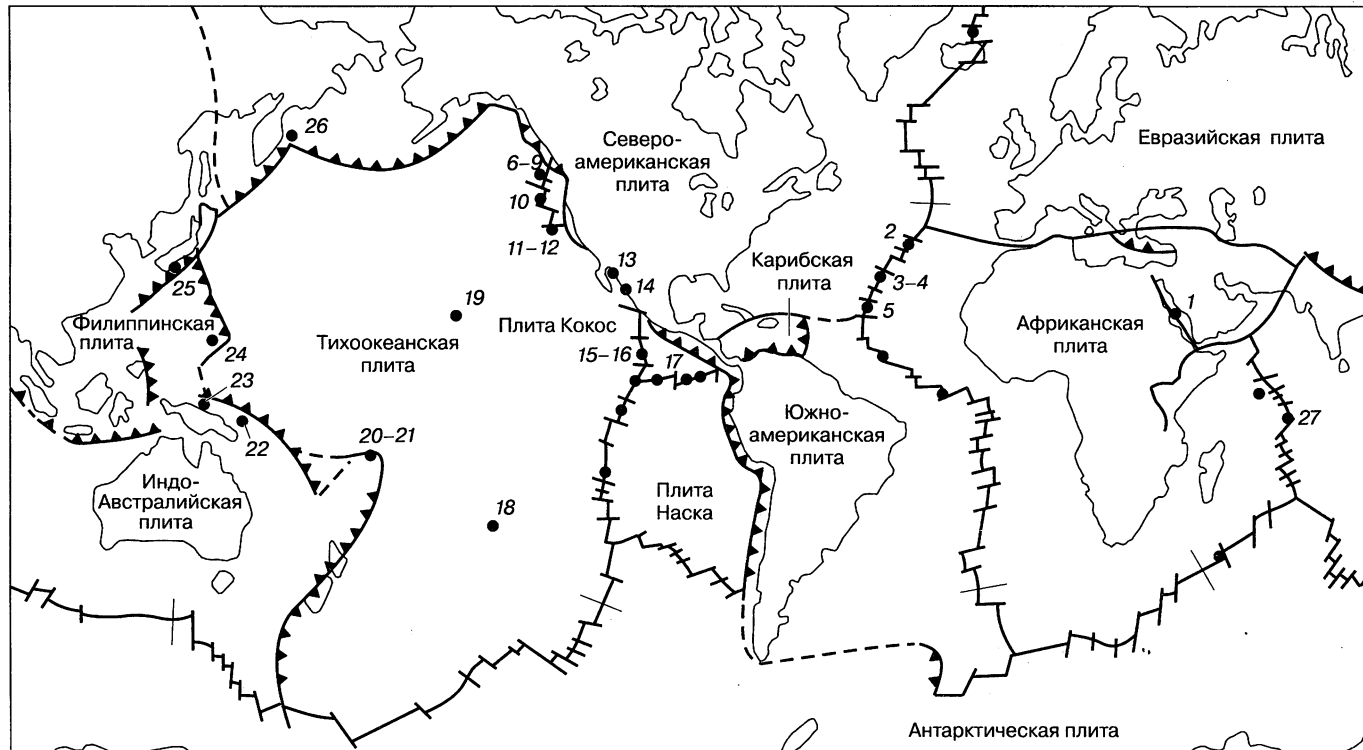


Рис. 5.9. Глобальное распределение сульфидных рудных отложений на глубоководных гидротермальных полях (из Lowell et al., 1995):

1 — впадина Атлантис II в Красном море; 2 — Лакки Страйк (САХ); 3 — Брокен Спур (САХ); 4 — ТАГ (САХ); 5 — Снейк Пит (САХ); 6 — г. Магик (хр. Эксплорер); 7, 8 — хр. Эндевер; 9 — Осевой вулкан (хр. Хуан-де-Фука); 10 — Клефт (хр. Хуан-де-Фука); 11 — Клифф (хр. Горда); 12 — Неска и Сеска (трог Эсканаба, хр. Горда); 13 — Гуаймас (Калифорнийский залив); 14 — 21° с.ш. (ВТП); 15 — 1–13° с.ш. (ВТП); 16 — Вентура (ВТП); 17 — 86° з.д. (Галапагосский центр спрединга); 18 — г. Макдональд; 19 — г. Лойхи (Гавайи); 20 — бассейн Лау; 21 — северный бассейн Фиджи; 22 — западный бассейн Вудларк; 23 — бассейн Манус; 24 — Алиса (Марианский трог); 25 — Джада (трог Окинава); 26 — вулкан Пийш; 27 — Сонне (Центральный Индийский хребет); указаны границы плит и разломов

Для осевой зоны рифтов характерен вынос тепла гидротермальными струями, которые имеют высокие скорости выхода жидкости на поверхность дна. Общий вынос тепла в них составляет около 10 % всех гидротермальных потерь через океанское дно. Напротив, вне осевой зоны диффузная конвекция в пористой коре характеризуется гораздо меньшими скоростями движения жидкости, но распространена довольно широко, и на ее долю приходится 90 % гидротермальных теплопотерь. Восходящее движение горячих вод в осевой зоне представляет собой локальные выходы гидротермальных струй на поверхность дна, тогда как нисходящее течение для тех же вод — это медленное диффузное просачивание холодных морских вод через пористую океаническую кору и системы трещин. В отличие от струй выхода горячих вод нисходящее течение имеет большую площадь сбора, преимущественно во внеосевой области. На биологические следствия диффузный поток оказывает гораздо большее влияние, чем отдельные струйные выходы (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001).

Вода горячих гидротерм на дне океана («черных курильщиков») имеет температуру 350 °С и выше, и расход воды в типичной гидротермальной системе превышает 100 кг/с. Вынос тепла всей гидротермальной системой может достигать  $4-6 \cdot 10^7$  кал/с.

Гидротермальная активность низкой интенсивности (температура излияния ниже 200 °С; относительно медленная скорость) почти повсеместна в океанических рифтовых зонах. Гидротермальная деятельность высокой интенсивности (температура излияний 200—400 °С; относительно высокая скорость потока) локализована вокруг магматических источников в центрах спрединга, окрестности магматических островных дуг и внутриплитных вулканических центрах. Низкая гидротермальная активность важна для низкотемпературных изменений и осаждения минералов.

Активные гидротермальные системы были обнаружены во всех рифтовых зонах СОХ, во внутриплитных частях и в зонах задугового спрединга. Форма и состав отложений изменяются как для отдельных гидротермальных построек высотой до 45 м, так и для целой группы построек, расположенных на едином основании диаметром в несколько сотен метров и высотой в десятки метров. На таких гидротермальных полях обнаружены высокотемпературные, отложенные при  $T \approx 200-380$  °С металлоносные сульфиды, гидроокислы Fe и Mn, а также низкотемпературные ( $T < 200$  °С) металлоносные растворы.

Гидротермальная активность контролируется внедрениями магмы, которые, вероятно, происходят с периодичностью от  $10^3-10^4$  лет на медленно- и средне-раздвигающихся хребтах до  $10^2-10^3$  лет на быстрораздвигающихся СОХ. Продолжительность жизни активных гидротермальных полей может достигать  $10^6$  лет (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001).

Рассеянные в базальтах и осадочных породах океанической коры сульфиды железа, меди, цинка и других металлов растворяются в термальных водах, циркулирующих в этих породах.

Растворимость железа в морской воде в интервале температур 200—400 °С возрастает в 50 раз. В результате этого гидротермы обогащаются железом, медью, цинком и растворенным сероводородом. Когда гидротермы вновь выходят на поверхность дна, температура резко падает, комплексные ионы распадаются и освобожденные катионы металлов реагируют с сероводородом. Образуются взвесь мелких кристаллов сульфидов — «черный дым», а также массивные сульфидные

руды, формирующие гидротермальные постройки. Выносимые в виде тонкой взвеси кристаллы сульфидов отлагаются в окрестностях «черных курильщиков» в виде металлоносных илов. Наряду с сульфидами в формировании гидротермальных построек вокруг выходов высокотемпературных гидротерм участвуют кремнезем (в виде опала или халцедона) и ангидрит (см. рис. 5.8).

Отложение сульфидов из высокотемпературных глубоководных гидротерм — «черных курильщиков» — является ярким примером образования месторождений полезных ископаемых на температурном барьере. При резком охлаждении с 300—350 °С до температуры придонной воды 4—6 °С устойчивые и не реагирующие с сероводородом при высоких температурах хлоридные анионные комплексы меди, цинка и железа распадаются, и освобождающиеся при этом катионы соответствующих металлов, реагируя с  $H_2S$ , образуют сульфиды, формирующие постройки «черных курильщиков» и отложения металлоносных илов. Наиболее мощные струи с большим дебитом выходят на поверхность дна, сохраняя на выходе высокую температуру. В этом случае отложение сульфидов и кремнезема происходит на поверхности океанского дна при соприкосновении гидротерм с холодной водой. В случае более слабых гидротермальных струй высокая пористость самых верхних метров океанической коры приводит к смешиванию горячих и холодных вод еще до выхода их на поверхность дна. В этом случае сульфиды и кремнезем отлагаются в порах и трещинах пород океанической коры, в зоне смешения вод и охлаждения гидротерм.

Таким образом, гидротермальная деятельность представляет собой глобальный процесс переноса энергии и массы вещества в пределах земной коры благодаря циркуляции воды. Наиболее активные и высокотемпературные проявления гидротермальной деятельности располагаются в осевой области СОХ над кровлей магматического очага. Именно к этим зонам приурочено большинство месторождений глубоководных полиметаллических сульфидных руд (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001).

Сенсацию в исследованиях рифтовых зон произвели открытия действующих гидротермальных источников. Еще в 1977 г. американские акванавты с помощью ПОА «Алвин» обнаружили в Галапагосском рифте в Тихом океане обильные скопления развитой донной фауны, которые они называли «Райским садом», «Розовым садом» и «Мидиевой банкой». А в 1979 г. участники франко-американской экспедиции там же наблюдали целое поле гидротермальных источников в виде вертикально стоящих труб, из которых вырывались черные струи горячей воды. Акванавты назвали эти эмиссионные отверстия «черными курильщиками». Термальные воды оказались обогащенными металлами и солями, а окружающие скалы были покрыты разноцветными налетами и корками оксидов железа и марганца.

Вследствие особых условий и обогащения придонных вод различными химическими элементами здесь развились гигантские формы донного населения — увеличенные по сравнению с обычными в несколько раз раковины моллюсков, актинии, голотурии, погонофоры и другие обитатели океанских глубин (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Позднее были обнаружены действующие гидротермы в других районах океанических рифтовых зон: на 18° ю. ш., 13° и 21° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия, в Калифорнийском заливе, на хребте Хуан-де-Фука западнее побережья США, на 26° с. ш. Срединно-Атлантического хребта. Типы источников различа-



лись температурой и составом выходящего флюида. В одних из них температура колеблется от нескольких градусов до 30—40 °С и отложений минералов не происходит. В других температура составляет от 100 до 250 °С, при этом выходящие из источников жидкость имела белесоватый оттенок. Они были названы «белыми курильщиками». В «черных курильщиках» излияния с температурой от 250 до 370 °С сопровождаются мощными выбросами и отложениями полиметаллических сульфидов. Каждому типу излияний соответствует свой набор сообществ донных животных. При этом основную роль в поставке органического вещества для питания представителей глубоководной фауны здесь играют бактерии, преобразующие сероводород, метан, сульфид, тиосульфат, выделяющиеся из гидротермальных источников и служащие таким образом связующим звеном между минеральными соединениями и беспозвоночными животными (Л. Лобье, 1990; В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994; Ballard et al., 1981; Williams et al., 1979).

Разнообразное строение субстрата определяет особенности распределения биоценозов в рифтовых зонах, а гидротермальная деятельность вносит коррективы в формирование структуры и распределение донных сообществ.

Детальные исследования были проведены американско-французскими экспедициями в Галапагосском рифте в 1979 г. и в рифтовой долине Восточно-Тихоокеанского поднятия на 13° с. ш. в 1982 и 1984 гг. В обоих случаях глубины составляли около 2 600 м, а на фоне выходов базальтовых скал, вертикальных обрывов и глубоких трещин, участков лавовых озер и скоплений обломков вулканических пород обширными пятнами располагались гидротермальные поля флюидов. Галапагосские излияния относятся в основном к типу теплых источников, а на 13° с. ш. встречаются и теплые источники, «белые курильщики» и «черные курильщики», что вносит еще большее разнообразие в состав донных сообществ. Изучение населяющих эти поля организмов позволило выявить более сотни ранее неизвестных видов. Были установлены доминирующие виды, связанные с теми или иными условиями существования. Вдоль трещин с теплыми флюидами встречаются густые заросли трубок гигантских червеобразных животных — нового вида погонофор. Белые трубки с ярко-красным султаном щупалец достигают длины 3 м, их диаметр — до 5 см, а длина самих червей — до 1,5 м. Здесь же встречаются крупные двустворчатые моллюски *Bathymodiolus* и *Calyptogena*. В зарослях погонофор обитают крабы, креветки и брюхоногие моллюски, а вдоль гидротермальной трещины на поверхности базальтов видны белые трубки кольчатых червей и актиний. Часто встречаются мелкие ракообразные семейства Galatheidae (Л. Лобье, 1990; Lutz, Hessler, 1983).

Другая картина наблюдается на высокотемпературных источниках (270—300°). Эти участки «курильщиков» покрыты массивными колониями кольчатых червей, получивших название «помпейские черви», поскольку на них постоянно сыплются выбрасываемые вулканические частицы. У подножий «курильщиков», окаймляя их, появляются колонии вестиментифер, несколько дальше — заросли серпулид. Здесь всегда видны ракообразные галатеиды, а в колониях помпейских червей — поедающие их крабы. Среди зарослей рифтий обитают колпачковидные брюхоногие моллюски, крабы, галатеиды, белые осьминоги, а в придонных водах плавают мелкие планктонные ракообразные и рыбы. Эти сообщества отличаются высокой биомассой, превышающей биомассу окружающей среды на тех же глубинах в 10—100 тысяч раз. Выделены два основных сообщества: помпейских червей на высокотемпературных источниках и рифтий, калиптоген и батимодиол

на полях низкотемпературных источников и вокруг первых сообществ. Характерной особенностью гидротермальных полей являются хемосинтезирующие бактерии, образующие покровы бактериальных матов на поверхности «курильщиков» и трещин, и сажающиеся на подводные заросли белые хлопья. Здесь осуществляется хемосинтез — превращения минеральных веществ флюидов в органическое вещество, идущее на питание донной фауны.

На 21° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия в рифтовой зоне с глубинами 2 500—2 600 м обследованы два участка, отстоящих недалеко друг от друга (А. М. Сагалевич и др., 1991). На первом собраны только мертвые раковины калиптоген, свидетельствующие о прекращении гидротермальной активности. На втором получены образцы ассоциации помпейских червей, вестиментифер, живых и мертвых калиптоген, а также фауна, сопутствующая скоплениям галатейд у подножия «курильщика». При сборе помпейских червей пойманы большое количество амфипод, а также колпачковидные брюхоногие моллюски, полихеты, копеподы, усоногие раки и даже краб.

Довольно детальные исследования были проведены в 1990 г. в центральной части Калифорнийского залива, куда протягивается продолжение рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. IV цв. вкл.). Обследован южный трог бассейна с глубинами около 2 000 м, заполненный мощной толщей осадков. Обнаруженные здесь ранее гидротермальные горячие источники действуют через осадочный покров. Выделены «черные курильщики» с температурой флюидов 270—320°, образующие крупные постройки высотой 36—50 м. Фоновая фауна в бассейне, по-видимому, едина и представлена набором форм, включающих ракообразных, несколько актиний и голотурий (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

По мнению изучавшего подводные ландшафты рифтовых зон С. В. Галкина, выделяются три фаунистические ассоциации (рис. 5.10). В одной из них, зани-

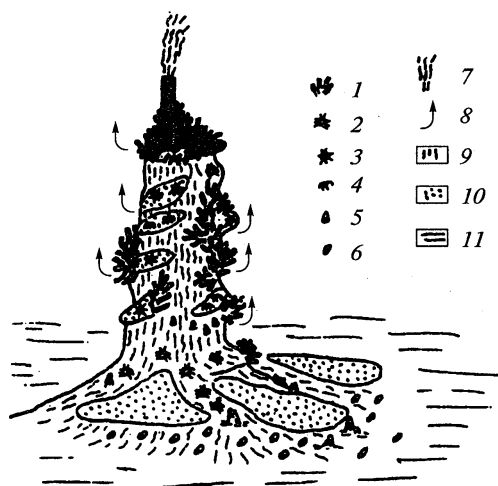


Рис. 5.10. «Черный курильщик» на дне Калифорнийского залива (по С. В. Галкину):

1 — погонофоры; 2 — галатейды; 3 — актинии; 4 — полихеты; 5 — гастроподы; 6 — калиптогены; 7 — дым «черного курильщика»; 8 — сочение флюидов; 9 — гидротермальные отложения; 10 — бактериальные маты; 11 — алевритопелитовый ил

мающей зону не далее нескольких метров от источника флюидов, распространены вестиментиферы, которые в питании ориентируются почти исключительно на сульфиды. В другой зоне, находящейся на большем удалении от источников, преобладают калиптогены, которые могут использовать метан и частично окисленные соединения серы. Третья ассоциация образует кольцо вокруг двух первых зон гидротермальной деятельности и включает плотоядных и сестонофагов — рыб, крабов, морских звезд, офиур, голотурий и других животных.

## 5.4. Подводные горы

Подводные горы — изолированные поднятия округлой или овальной в плане формы с крутыми склонами, остроконечными или срезанными вершинами. Большинство таких гор имеет вулканическое происхождение. Широко распространенные коралловые острова являются известняковыми надстройками на вулканическом основании.

Вулканические горы на дне океана имеют конусообразную форму и представляют собой либо единичный вулкан, либо группу из слившихся основаниями вулканов. Крутизна их склонов в среднем составляет около  $20^\circ$ , но в верхней части гор она превышает  $30-40^\circ$  и уменьшается книзу за счет накопления у основания осадочного чехла. Чаще встречаются подводные горы с остроконечными вершинами, тогда как плосковерхие горы, называемые гайотами, распространены значительно реже. Вершины гайотов располагаются на глубинах от 40 до 2 000 м. К плосковерхим горам относятся атоллы, где коралловые постройки покоятся на вершинах вулканических сооружений.

По разным оценкам, число подводных гор в Мировом океане составляет от 8 000 до 10 000. Однако распространены они неравномерно. Небольшие горы рассеяны хаотично, но крупные сооружения высотой до 4 000—5 000 м сосредоточены вдоль зон трансформных разломов и других нарушений земной коры. Крупные горы располагаются обычно в виде вытянутых цепей на дне котловины и образуют компактные группы на сводово-глыбовых поднятиях (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Даже небольшие поднятия океанского дна вызывают возмущения в проходящих над ними течениях. Течение, набегающее на подводную гору, реагирует отклонением струи под действием силы Кориолиса. Над горами образуются меандры, вихри, увеличивается амплитуда внутренних волн. Возникающая здесь циркуляция вод очень сложна и изменчива. Интересными образованиями над подводными горами являются захваченные вихри, или «столбы Тейлора». В них возникают интенсивные вертикальные движения воды, выносящие к поверхности богатые биогенными веществами холодные глубинные воды. Высота «столбов Тейлора» в сильно стратифицированном океане составляет несколько сотен метров, а в слабостратифицированных водах достигает 2—3 км. Чем сильнее изогнуты вверх изотермы, тем активнее подъем глубинных вод, приносящих с собой биогенные вещества, служащие основой для повышения биологической продуктивности района. Для повышения продуктивности фитопланктона длительность существования вихря должна составлять около трех недель, для зоопланктона — еще больше, а на продукции ихтиофауны вихрь скажется, если будет существовать над подводной горой месяцы (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

На подводных горах ощущается также воздействие приливоотливных движений воды. Слабое на поверхности приливное течение над подводной горой резко усиливается и быстро меняет направление. Так, на вершине горы Дасия к югу от Канарских островов в течение четырех часов направление придонного потока изменилось на  $90^\circ$ , а скорость увеличилась от 10 до 50 см/с.

Суперпозиция течений образует сложную и изменчивую во времени и пространстве циркуляцию вод, что оказывает влияние на распределение и состав донных осадков, состав и численность донного населения. При высоких скоростях течений на подводных горах осадкообразование ограничено, часто наблюдаются процессы размыва. На большинстве вершин и крутых участках склоновые отложения залегают пятнами и линзами. Выходы коренных пород образуют каменные стены, у подножия которых располагаются осыпи и нагромождения обвалившихся глыб. На поверхности донных осадков прослеживаются следы воздействия придонных течений в виде знаков ряби. Мелкие знаки ряби создаются течениями, скорость которых находится в пределах 20—40 см/с, крупные — при скорости течения 80—100 см/с. На большинстве вершин подводных гор преобладают течения со скоростями не более 50 см/с (В. В. Федоров и др., 1979, 1980).

Гидродинамические условия определяют состав донных осадков на вершинах гор. Здесь распространены сортированный крупный и средний песок, иногда гравий, реже галька. Алевритовые и пелитовые илы на нижних частях склонов становятся преобладающими и образуют аккумулятивные шлейфы, перекрывающие подножия гор. Состав донных отложений на подводных горах существенно отличается от состава осадков шельфа и материкового склона. Отложения подводных гор образуются почти исключительно за счет биогенного осадконакопления и состоят из панцирей, раковин, обломков скелетов планктонных и бентосных организмов. В тропических и субтропических широтах залегают карбонатные осадки, состоящие из раковин фораминифер, птеропод, остракод, обломков известковых водорослей, кораллов, мшанок, трубок многощетинковых червей. В экваториальной зоне в осадках преобладают остатки кремнистых организмов — радиолярий. В умеренной зоне и по мере приближения к полярным областям на подводных горах, помимо биогенных осадков и вулканических пород, все больше встречается окатанных галек, валунов и обломков пород различного петрографического состава, включая песчаники, сланцы, граниты и гнейсы. Эти осадочные и метаморфические породы в виде валунов и галек принесены на подводные горы плавучими льдами и айсбергами. Активно процессы разноса каменного материала происходили во время плейстоценовых оледенений, но они происходят и в настоящее время в окружении Антарктиды и Гренландии (В. В. Федоров и др., 1980; Г. Г. Матишов, 1984).

Разнообразие форм микрорельефа и пестрая смена обнажений коренных пород, отвесных уступов, нависающих карнизов, каменистых гряд, валунно-галечных россыпей, песчаных полей обеспечивает пятнистое распространение донных организмов (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

На скальных грунтах и отложениях песка наилучшие условия существования находят прикрепленные бентосные организмы (рис. 5.11). Они питаются находящимся во взвеси органическим веществом, которое приносит им течение. На подводных горах господствуют неподвижные сестонофаги. Только там, где залегают сравнительно мощные линзы песка, широкого распространения достигают подвижные сестонофаги, представленные преимущественно двустворчатыми мол-

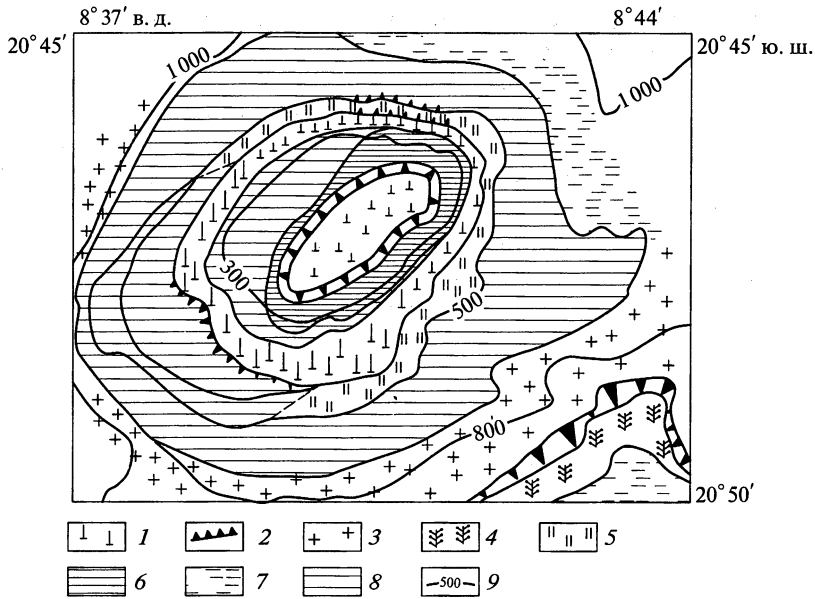


Рис. 5.11. Ландшафтная схема подводной горы Зубова (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994): 1—9 — физико-географические фации (1 — вершинная и склоновые террасы с сообществом гидроидных полипов; 2 — известняковые уступы и крутые склоны с сообществом горгонарий, гидрокораллов, гидроидных полипов, сестоноядных полихет; 3 — пологие склоны с частыми обнажениями известняков, сообществом горгонарий, морских ежей *Permechinus horridus*, офиур *Asteronyx loveni*; 4 — пологие песчаные склоны со знаками ряби, сообществом морских перьев; 5 — внешняя часть склоновой террасы, выработанной в известняках, с танатоценозом полихет в кожистых трубках; 6 — склоновая терраса с сообществом актиний на известняке; 7 — пологий алевроитопелитовый склон с преобладанием в эпифауне ракообразных — крабов-пауков, крабов *Geron*, креветок; 8 — песчаный склон крутизной 10—15° с сообществом правильных морских ежей *Echinidae*; 9 — изобаты)

люсками. Совсем немного на подводных горах грунтоедов, потому что перемятые донные отложения бедны органическим веществом. Иногда грунтоядные сердцевидные морские ежи встречаются на вершинах гайотов, но чаще — у подножия гор и хребтов. Обычны голотурии, исчерчивающие ил извилистыми канавками.

На скалистых вершинах доминируют губки, мшанки, горгонарии, гидрокораллы, одиночные шестилучевые кораллы, морские перья, морские уточки, трубчатые полихеты, гидроидные полипы. В таких местах насчитывается свыше сотни организмов на одном квадратном метре дна. Неподвижные сестонофаги предпочитают селиться на резких перегибах склона, где наблюдается локальное усиление течения, а там, где течение усиливается, преобладают прутовидные горгонарии. При более слабых течениях обычно господствуют веерообразные горгонарии и антипатарии, а также губки, одиночные кораллы, гидроидные полипы. Морские перья предпочитают места со слабым течением не больше 30 см/с. Им нужен хотя бы небольшой слой песка, чтобы укорениться.

Плотоядные донные животные обычно встречаются во всех сообществах бентоса. На подводных горах чаще всего можно увидеть ракообразных: крабов, крабов-пауков, лангустов и лангустино.

В Мировом океане есть несколько подводных гор, на которых лангусты обитают в огромном количестве. На 10 м<sup>2</sup> может находиться от 5 до 15 лангустов. Обитают

лангусты при пониженном содержании кислорода. У лангустов складываются острые конкурентные отношения с крабами-пауками, которые, будучи крупнее и сильнее, выигрывают соревнование за пищу. Сообщества, в которых большую роль играют лангусты, типичны для подводных гор юго-восточной части Тихого океана. В аналогичном регионе Атлантического океана место лангустов занимают лангустино. На некоторых подводных горах возле Южной Африки крупный лангуст стал жертвой интенсивного промысла.

В сравнении с окружающими районами абиссали донная фауна подводных гор гораздо богаче по видовому составу, биомассе и численности. Горы — это оазисы в глубинах океана. Например, на банке Сая-де-Малья в Индийском океане биоценозы бентоса имеют биомассу от 100 до 1 500 г/м<sup>2</sup>, тогда как на ложе океана у ее подножия всего 0,01 г/м<sup>2</sup> (В. В. Федоров и др., 1980).

Подводные горы имеют очень богатую и разнообразную ихтиофауну. В некоторых местах плотность рыб не меньше, чем на шельфе. Все же видовое разнообразие ихтиофауны гор значительно беднее шельфовых ихтиоценозов. Состав ихтиоценозов сильно различается в зависимости от географической широты и района океана. Меняется состав фауны рыб и в зависимости от глубины. Наиболее богаты мелководные горы — до 300 м. Глубже, до 1 000 м, количество рыб сильно убывает. Глубже 1 000 м практически нет гор, имеющих промысловые скопления рыб.

Для каждой подводной горы характерен особый ландшафт (А. В. Ильин, 1991; В. В. Федоров, 1986). Сходство ландшафтов подводных гор определяется сходством физико-географических факторов и процессов, влияющих на их формирование. В упрощенном виде можно выделить следующие типы ландшафтов подводных гор: островершинные, плосковершинные (гайоты), с вогнутой вершиной (погруженные коралловые атоллы).

Каждый из этих типов можно разделить на подтипы, классы и виды по таким показателям, как глубина, геологическое строение, положение в географической широтной зоне, биологическая продуктивность и макроциркуляция вод.

Подводные горы, глубина вершин которых больше 1 000 м, отличаются специфическими чертами ландшафта. Так, подводная гора Ван-Уикхаус, расположенная в западной части Тихого океана, имеет глубину 1 050 м, основание ее размером 10×12 км находится на глубине 5 км. Вершина горы имеет овальную форму. Рельеф вершинной поверхности — ступенчато-грядовый. Относительная высота гряд 15 м. Железо-марганцевые корки покрывают все выступы скал. Местами конкреции усеивают все дно. Встречаются крупные конкреции в виде валунов и плоских плит с бугристой поверхностью. В этих плитах велико содержание кобальта — до 2,5 %. Черные конкреции и корки контрастируют с белым фораминиферовым илом.

Донная фауна бедна, зато организмы очень крупные. Высота белых стеклянных губок порой превышает 1 м, а горгонии нескольких видов и еще выше. На карнизах нередки поселения морских лилий. Встречаются морские звезды (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Самое очевидное объяснение богатства жизни подводных гор состоит в том, что подводная гора является как бы стенкой, к которой «прилипает» органическая взвесь, приносимая течением из открытого океана. Населяющие подводную гору организмы образуют живой фильтр, извлекающий пищу из океана. В таких условиях на подводной горе господствуют неподвижные сестонофаги. Над подводными горами возникают вихри, в результате которых интенсифицируются вертикальные движения вод. Восходящие потоки благоприятствуют повышению

первичной продуктивности из-за обогащения верхнего эвфотического слоя био-генными элементами. На периферии циклонических круговоротов происходит опускание поверхностных вод вместе с планктоном на склоне горы, что приводит к образованию рыбных скоплений. Когда над подводной горой устанавливается антициклонический квазистационарный меандр или вихрь, циркуляция вод способствует концентрации над горой зоопланктона и мезопелагических рыб, а также и промысловых рыб. Поэтому в донных сообществах подводных гор, над которыми существуют топографические вихри наряду с неподвижными сестонофагами поселяются детритофаги.

Наиболее сложны биоокеанографические процессы на погруженных коралловых атоллах. Зооксантеллы кораллов и другие донные и пелагические автотрофы усваивают минеральные элементы из вод, омывающих атолл, и основная причина процветания жизни на рифах — непрерывность поступления свежих вод при действии течений. Возле погруженных коралловых атоллов также образуются вихри и важно, из каких горизонтов поднимается глубинная вода к поверхности. Быстрый рециклинг, т. е. оборачиваемость биогенных элементов, — одна из главных причин высокой биологической продуктивности экосистем погруженных коралловых атоллов (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Ландшафтные обстановки на подводных горах формируются и на участках гидротермальной деятельности, где еще совсем недавно происходили вулканические извержения. Затем извержения прекратились, но внутренние процессы еще продолжаются, выбрасывая на поверхность горячие воды и газы. И появляются ландшафты, напоминающие ландшафты рифтовых зон.

## 5.5. Ложе океана

Ложе океана с преобладающими глубинами от 4 500 до 5 500 м характеризуется однородностью условий — полной темнотой, высокими давлениями. Рельеф дна океанских котловин выровнен осадконакоплением, образуя плоские равнины, или осложнен абиссальными холмами и грядами, покрытыми тонким чехлом осадков. Среди них преобладают илистые осадки. Вблизи материковых окраин распространены терригенные отложения, тогда как на огромных пространствах открытого океана доминируют биогенные отложения, местами сменяемые вулканогенными, хемогенными, а на дне наиболее глубоких океанических котловин — красными глубоководными глинами. В распределении биогенных осадков проявляется климатическая зональность за счет осаждения скелетных остатков планктонных организмов. Вокруг Антарктиды и в северных районах Тихого океана на дне распространены кремнистые осадки, представленные скелетами диатомовых водорослей, обитающих в холодных водах, а на остальной площади океанов преобладают карбонатные осадки из раковин фораминифер или кокколитофорид, предпочитающих более теплые воды. Раковинки фораминифер имеют обычно размерность мелкого песка. На глубинах более 4 500 — 5 000 м известковые скелеты растворяются, и на дне накапливаются тонкие бескарбонатные осадки с примесью терригенных частиц, мелких частиц космического и вулканического происхождения. Особенности состава и физических свойств осадков океанских котловин определяют и общий облик подводных ландшафтов (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

В составе и динамике придонных вод временной изменчивости процессов и зональности не наблюдается. Доминирует однородная обстановка: температура придонных вод составляет 1—2 °С, вблизи Антарктиды и в Арктическом бассейне снижается до отрицательных значений, а соленость колеблется в пределах 34,6—34,9‰. Медленные и умеренные придонные течения и вертикальный водообмен обеспечивают их обновление. Придонные воды богаты кислородом и биогенными веществами за счет поступления сверху органических остатков. Потребление органики незначительно ввиду общей бедности жизни на больших глубинах (Биология океана, 1977; В. Г. Богоров, 1977; Н. Л. Зенкевич, 1970; Flood, Hollister, 1980, и др.).

Движения придонных вод, химические процессы и деятельность живых организмов вносят заметное оживление в довольно однообразную картину подводных ландшафтов. Следы воздействия придонных течений — зон размыва осадков, знаков ряби и промоин, аккумулятивных гряд, холмов и шлейфов — изредка встречаются на громадных пространствах океанских котловин. Однако в районах, где действуют мощные придонные течения, имеются примеры эрозионных форм.

В Мировом океане выделяется несколько областей, в которых происходит опускание поверхностных вод в придонные слои. Этот процесс называется даунвеллингом. Области даунвеллинга расположены в Норвежском море, у юго-восточной оконечности Гренландии, в море Уэдделла и других антарктических морях, а также в зонах полярных фронтов (Физическая география Мирового океана, 1980).

Вблизи Гренландии даунвеллинг возникает вследствие охлаждения соленых поверхностных вод, принесенных ответвлением Северо-Атлантического течения. Холодные уплотненные поверхностные воды стекают по материковому склону, распространяясь вдоль ложа океана и проникая в самые глубокие впадины. Так формируется североатлантическая глубинная и придонная вода, суммарный расход которой в Северо-Атлантической котловине достигает 5 млн м<sup>3</sup>/с.

Самая плотная в Мировом океане вода образуется на шельфе Антарктиды. Зимой в Антарктиде происходит интенсивное льдообразование в шельфовых морях, увеличивающее соленость и плотность морской воды. Эта соленая (34,68 ‰) и холодная (ниже 0 °С) вода погружается, растекаясь в придонном слое по всем океанам. Расход антарктической придонной воды составляет 25 млн м<sup>3</sup>/с.

Антарктическая придонная вода через поперечные трансформные разломы достигает самых отдаленных котловин. В Атлантическом океане эта вода через зону разлома Вима проникает в котловину Зеленого мыса и далее — в Канарскую и Иберийскую котловины, а через разлом Романш — в Гвинейскую котловину. В Южной Атлантике антарктическая придонная вода через разломы Африкано-Антарктического хребта устремляется на север — в котловины Капскую, Агульяс, Мозамбикскую, Сомалийскую. Вода, образующаяся на шельфе моря Моусона, находя проходы в Австрало-Антарктическом поднятии, погружается в Центральную котловину Индийского океана и Западно-Австралийскую котловину. Абиссаль Тихого океана испытывает наименьшее влияние антарктических придонных вод.

Горизонтальные течения в абиссали слабее, чем на поверхности океана, но местами они способны эродировать дно, переносить во взвеси алевритовые частицы и создавать торрентогенные формы рельефа. Наиболее сильно придонное течение воздействует на дно моря Беллинсгаузена и пролива Дрейка. Самое мощное в мире течение Западных Ветров, или Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ), имеющее расход воды 190 млн м<sup>3</sup>/с, проникает до самого дна и создает эрозионный



рельеф. Особенно велика эродирующая сила течения в проливе Дрейка. Донная фауна здесь очень бедна.

Выразительные формы торрентогенного нанорельефа созданы придонным течением в Мозамбикской котловине. Это продольные волны с расстоянием между гребнями около 1 м. Наименьшее воздействие на формирование донных ландшафтов оказывают антарктические придонные воды в Северо-Американской котловине, где скорость течения падает до 5—10 см/с.

Торрентогенный ландшафт создан Западным пограничным противотечением, которое проходит над материковым склоном, его подножием и ложем океана восточнее Северной Америки в направлении, противоположном Северо-Атлантическому течению. Его воздействие на дно отмечено на глубинах 3 500—5 000 м. Здесь присутствуют обнажения коренных пород, глубокие промоины, знаки ряби, а также дно. Воды, насыщенные терригенной взвесью, создают аккумулятивные торрентогенные формы (Flood, Hollister, 1980). Крупнейшей из таких форм в абиссали океана является аккумулятивный Блейк-Багамский хребет, протягивающийся на 200 км от материкового склона севернее плато Блейк. Формирование хребта началось свыше 100 тысяч лет назад и продолжается до сих пор.

Для ряда подводных ландшафтов типичны скопления на дне океана железомарганцевых конкреций. Они образуются за счет осаждения из океанской воды окислов металлов. Конкреции растут очень медленно и распространены лишь в местах, где скорость накопления осадков мала. Форма конкреций чаще всего шарообразная, овальная или уплощенная, иногда в виде корок. Наиболее широко они распространены в котловинах Тихого и Индийского океанов, реже встречаются в Атлантике, а мелкие их формы попадают в некоторых морях. Следов жизнедеятельности организмов здесь почти не обнаруживается (Н.Л. Зенкевич, 1970).

В формировании донных ландшафтов абиссали полярных и приполярных районов большую роль играют ледово-морские и айсберговые отложения. Каменный материал различных рельефов, вмержший в береговой припай или транспортируемый ледниками, при таянии льдов падает на дно, создавая ледовоседиментационный тип донного ландшафта. Ему свойственны неоднородность гранулометрического и петрографического состава и сложная структура биоценоза бентоса. В районах преобладания айсбергов на дно падают и слабоокатанные камни, а в районах таяния припайных льдов — хорошо окатанные валуны и галька, захваченные льдами на пляжах.

Трофическая структура донного сообщества отражает гранулометрическую неоднородность донных отложений. В его составе присутствуют представители всех трофических группировок бентоса. Преобладают безвыборочно глотающие детритофаги и неподвижные сестонофаги.

Важнейшим фактором, который определяет особенности состава и распределения глубоководного бентоса, является режим осадконакопления — количество и качество органического вещества. Донное население океана живет за счет первичной продукции органического вещества, непрерывно падающего на дно.

Основную часть опускающегося на дно океана органического вещества образуют фекалии водных организмов. Главным их поставщиком является зоопланктон. Фекалии зоопланктона более устойчивы к разложению, имея значительную скорость погружения. Поэтому они и достигают дна, а тела погибших организмов быстро

разлагаются в воде и минерализуются. «Дождь трупов» зоопланктона и нектона в поверхностных слоях океана в 3—6 раз меньше, чем масса фекалий. К тому же трупы погибших организмов погружаются в 3—5 раз медленнее (В. М. Литвин, В. В. Федоров, 1994).

Из совокупной массы фекалий и трупов организмов, поступающих из верхних слоев океана, до дна доходит лишь малая часть. В теплых водах Саргассова моря дна достигает лишь 2 % от первичной продукции органического вещества, в тропических и умеренных водах Тихого океана — 5 %, в приантарктических водах — до 15 %. На дне органическое вещество усваивается бентосом, растворяется, минерализуется, лишь его малая часть захороняется в донных отложениях.

Обитатели ложа океана вынуждены приспосабливаться к ограниченным пищевым ресурсам. Среди донного населения океана доминирующее место заняли животные — детритофаги. Животные, которые не выработали приспособлений для отбора пищевых частиц из массы грунта, получили название безвыборочно глотающих детритофагов, или грунтоедов. Грунтоедам приходится заглатывать огромные массы грунта. Масса их кишечника составляет 30 % массы их тела.

Многие животные абиссали обладают способностью отбирать пищевые частицы из массы донного осадка. Животные, питающиеся подобным образом, получили название «сортирующие детритофаги».

Среди плотоядных есть настоящие хищники, другие же предпочитают питаться мертвыми животными, отчего их называют некрофагами. Наиболее типичными глубоководными плотоядными — хищниками — следует считать актиний: сидящая на дне актиния может поймать только передвигающихся животных. У пасущихся плотоядных беспозвоночных, особенно у крабов, в составе пищи присутствует много останков погибших животных, которых крабы подбирают со дна в поисках живых организмов — полихет, мелких двустворок, изопод и альционарий.

Большинство же плотоядных беспозвоночных всеядно и питается любым органическим веществом — мертвым либо живым. Таких животных называют эврифагами.

У многих плотоядных беспозвоночных в кишечнике обнаруживается значительное количество минеральных частиц, попадающих в кишечник во время охоты на животных.

На пространствах океанических аккумулятивных равнин следы животных часто представляют собой единственный тип микрорельефа. Животные, принадлежащие к определенной пищевой группировке, оставляют особые следы передвижения и питания. Одни из них представлены ямками, канавками, ложбинками, дорожками, разнообразными следами, а другие — отпечатками форм тела, норками, холмиками, бугорками, фекальными бухтами, концентрическими и радиальными бороздками. Наиболее разнообразные следы оставляют на дне океана безвыборочно глотающие детритофаги, которые преобладают в абиссали. Самыми распространенными являются следы голотурий. Голотурии заглатывают донный осадок и извергают неперевавленную массу. Некоторые виды голотурий прокапывают себе дорогу в осадке, оставляя за собой канавку с бортиками и бухты фекалий.

Часто следы в абиссали оставляют морские ежи. След неправильного ежа имеет по оси валик, окаймленный неглубокими отчетливыми ложбинами. Порой след заканчивается углублением или холмиком. След правильного (шаровидного) морского ежа можно отличить по коротким бороздкам, перпендикулярным направлению следа.

Своеобразны следы, оставляемые полихетами — собирающими детритофагами. Их следы состоят из центральной норки и радиальных бороздок. Полихеты-грунтоеды создают норы, окружающие большой фекальный холмик в центре. След двустворчатого моллюска — узкая бороздка с резкими краями.

Неподвижные сестонофаги, прикрепляясь к твердому субстрату, питаются органической взвесью из толщи воды. Однако там, где действует сильное течение, гибкие сестоноядные беспозвоночные (морские перья, горгонарии, антипатарии) могут оставлять на илистом или песчаном грунте дуговые бороздки. Хорда дуги указывает на направление преобладающего течения.

Относительно редки в абиссали следы рыб.

Соответствие условий питания и соотношения пищевых группировок в макробентосе привело исследователей к выводу о существовании на ложе океана особых зон — трофических (М. Н. Соколова, 1986). Зоны со сравнительно высокой биомассой бентоса, преобладанием в его составе детритофагов, соответствующие областям со сравнительно высокой скоростью осадконакопления и повышенным содержанием органического вещества в грунте, названы эвтрофными. Эвтрофных областей три: приконтинентальная, океаническая и экваториальная.

Зоны с низкой биомассой бентоса, преобладанием в его составе неподвижных сестонофагов, соответствующие областям с низкой скоростью осадконакопления и пониженным содержанием органического вещества в грунте, получили название «олиготрофные». Олиготрофных областей две: северная и южная. Южная характеризуется наименее благоприятными условиями питания донной фауны. Во всех океанах на приконтинентальную область приходится 30 % ложа океана, на океаническую и экваториальную — 53 %, на олиготрофную — 17 %.

Наиболее полно выделенные трофические области представлены в Тихом океане. Приконтинентальная эвтрофная область опоясывает весь океан кольцом, прерывающимся только на юго-западе. Океаническая эвтрофная область образует почти сплошное кольцо внутри приконтинентальной области, а экваториальная эвтрофная область широким клином, сужающимся к западу, пересекает весь океан. Две олиготрофные области, симметричные экватору, соответствуют субтропическим антициклоническим круговоротам вод с наименьшей биологической продуктивностью.

В Индийском океане обнаружены только две эвтрофные области: приконтинентальная и океаническая, а экваториальная эвтрофная область сливается с приконтинентальной на севере океана. Олиготрофная же область только одна — южная.

В Атлантическом океане прослеживаются все три эвтрофные области: приконтинентальная, океаническая и экваториальная. Олиготрофные области достоверно не установлены. В целом же в донных отложениях Атлантического океана содержится в 1,5—2 раза больше органического вещества и скорость его накопления в 3—10 раз выше, чем в Тихом океане. Поэтому на всем ложе Атлантического океана существуют благоприятные условия для питания донных животных. Донное население приконтинентальной области, обладающей наилучшими условиями питания бентоса, отличается наибольшим богатством. В этой зоне встречаются крупные иглокожие-детритофаги: голотурии, морские звезды, морские ежи, а также двустворчатые моллюски. На поднятиях дна океана повсеместно распространены прикрепленные организмы, питающиеся сестоном: губки, одиночные мадрепоровые кораллы, роговые кораллы, стебельчатые морские лилии, асцидии.

Много также плотоядных беспозвоночных — морских звезд, актиний, десятиногих ракообразных, офиур. Из трофических группировок доминируют детритофаги, питающиеся органическим веществом донных осадков. Средняя биомасса бентоса в этой области составляет  $1,38 \text{ г/м}^2$  (М. Н. Соколова, 1986).

Наиболее богат бентос в умеренных широтах Северного полушария и в Антарктическом секторе приконтинентальной области Тихого океана. Повышенной биомассой бентоса выделяется также Аравийское море и море Банда, что определяется высокой первичной продукцией (более  $500 \text{ мг С/м}^3$  в день) и повышенным содержанием органического вещества в донном осадке. В некоторых районах приконтинентальной области биомасса бентоса понижена в 10—25 раз по сравнению с наиболее богатыми районами. К числу бедных районов относятся Бенгальский залив, Южно-Австралийская котловина, котловина Натуралиста (Индийский океан), залив Аляска в Тихом океане.

Океаническая эвтрофная область, занимающая холмистые равнины ложа океана в удалении от материков, значительно беднее бентосом. Донное население не столь разнообразно и в видовом отношении. В этой области слабее выражено доминирование детритофагов и возрастает роль сестонофагов. Средняя биомасса бентоса в 8,5 раз меньше, чем в приконтинентальной области.

Для океанической эвтрофной области характерно неравномерное распределение бентоса. На карбонатных илах чаще встречаются голотурии-детритофаги, второе место занимают сестонофаги-губки и двустворчатые моллюски, третье — плотоядные (морские звезды, актинии, десятиногие раки). Донное население миопелагических глин беднее по биомассе в среднем в 4 раза. Здесь преобладают детритоядные голотурии и морские звезды, реже встречаются плотоядные актинии и еще реже сестонофаги.

В экваториальной эвтрофной области, занимающей холмистые равнины ложа Тихого и Атлантического океанов, доминируют биогенные донные отложения кремнистых, карбонатно-кремнистых и карбонатных кокколито-фораминиферовых илов, которым свойственны высокие скорости седиментации (более 100 мм за 1 000 лет) и сравнительно большое содержание  $C_{\text{орг}}$  в осадках (0,3 % от сухой массы). Средняя биомасса бентоса в этой области колеблется от  $0,124 \text{ г/м}^2$  на северной ее периферии до 0,75 в центре и  $0,037 \text{ г/м}^2$  на южной периферии.

Олиготрофные области являются своеобразными проекциями на ложе океана наименее продуктивных пелагических экосистем в центральных частях субтропических антициклонических круговоротов. Макробентос этих областей беден. Донные сообщества существуют в условиях низкой скорости накопления отложений (менее 1 мм за 1 000 лет) и широкого распространения железомарганцевых конкреций. Донные отложения представлены преимущественно глинами. Среднее содержание  $C_{\text{орг}}$  в осадках 0,22 %, в отдельных районах области распространены цеолитовые глины и металлоносные осадки. Биомасса бентоса повсюду ниже  $0,1 \text{ г/м}^2$ .

В олиготрофных областях не обнаруживается пространственной неоднородности бентоса. Из-за обилия железомарганцевых конкреций в них преобладают сестоноядные беспозвоночные. Конкреции диаметром от 0,5 до 10 см, покрывающие вершины абиссальных холмов и впадины между ними, представляют собой твердый субстрат для поселения сестоноядной эпифауны. В северной олиготрофной области конкреции покрывают в среднем 32 % площади дна, в южной — около 50 %. В эпифауне олиготрофных областей преобладают губки, антипатарии, актинии, брахиоподы, серпулиды, морские уточки, мелкие асцидии.

Ложе океана осложнено возвышенностями, плато, валами и хребтами, разделенными котловинами. К поднятиям дна приурочены гидродинамические структуры в виде кольцевых течений над вершинами и подъемов глубинных вод над склонами. Это обуславливает распределение биоценозов с глубиной по закону вертикальной зональности, сходному с материковым склоном.

Особое положение на ложе океана занимают глубоководные желоба, расположенные по его периферии вдоль внешних склонов островных дуг или вдоль прибрежных альпийских складчатых сооружений. Большая часть желобов располагается в Тихом океане. В Атлантическом океане таких желобов только три, а в Индийском — один. Наиболее глубокими являются желоба Марианский (11 022 м), Тонга (10 882 м), Филиппинский (10 265 м).

В поперечном сечении желоба имеют V-образную форму с очень узким дном (1—3 км) и ступенчатыми склонами. У некоторых желобов дно довольно широкое — до нескольких десятков километров, выровненное в результате аккумуляции толщи рыхлых отложений. В желобе Пуэрто-Рико мощность рыхлых отложений достигает 2 км, в Зондском — 3, в Курило-Камчатском — 1,8, а в желобе Тонга — всего нескольких сотен метров. В глубоководных желобах накапливаются терригенные отложения, обогащенные вулканическим материалом, поступающим с вулканов островных дуг. В некоторых желобах откладывается диатомовый ил или красная глубоководная глина. На склонах желобов до глубин 3—3,5 км залегают пески и алевриты. Из-за большой крутизны склонов часто происходят оползни. В глубоководных желобах и смежных с ними островных дугах нередки землетрясения и вулканические извержения. Кольцо землетрясений и вулканов опоясывает весь Тихий океан, образуя Тихоокеанское «огненное кольцо».

Глубоководные желоба отличаются исключительной стабильностью основных океанографических жизненно важных характеристик. В Мировом океане, амплитуда колебаний температуры воды в диапазоне глубин от 6 до 11 км не превышает 5 °С, а в отдельных желобах амплитуда колебаний температуры уменьшается до 1 °С. Самая холодная вода заполняет желоба Кермадек и Тонга, самая теплая — Кайман и Банда (Физическая география материков и океанов, 1980).

Соленость вод, заполняющих желоба, составляет в среднем 34,7‰. Колебания солености вод желобов не превышают 0,42‰ во всем океане. Содержание растворенного кислорода колеблется сильно, хотя и никогда не опускается до нуля. Наиболее высоко содержание кислорода в тех желобах, куда свободно проникает антарктическая вода. В них насыщение вод кислородом достигает 70 %. Самая низкая концентрация кислорода найдена в желобе Банда — около 30 % насыщения.

При спусках в 1962 г. батискафа «Архимед» в Курило-Камчатский и Идзу-Бонинский желоба вблизи дна были отмечены течения, скорость которых составляла около 10 см/с. В Филиппинском желобе однажды удалось измерить огромную для таких глубин скорость течения — 31,7 см/с. Вертикальная циркуляция охватывает всю толщу вод вплоть до самого дна, что создает благоприятные условия для развития организмов. Единственным фактором, неблагоприятным для жизни морских животных, является огромное гидростатическое давление. В самом глубоком месте давление воды достигает гигантской величины — 1 100 атм, или 1,1 т/см<sup>2</sup>. Такое давление водного столба сопровождается физиологическим стрессом и приводит к обеднению видового состава фауны. Лишь очень немногие группы животных смогли приспособиться к жизни в гипербарических условиях, так как глубже 6 км резко меняются биохимические процессы в клетках.

В глубоководных желобах обитает около 150 видов простейших и 700 видов многоклеточных животных. Из простейших особенно много фораминифер. Многочисленны и активны многощетинковые черви. Они найдены во всех желобах до глубины 10 730 м. Нередки в ультраабиссали членистоногие, такие как гарпактициды, танаиды, изоподы.

Моллюски составляют характерный элемент фауны глубоководных желобов. Нередко моллюски доминировали над всеми прочими животными, особенно на глубинах более 7 км. Самым характерным представителем глубоководной фауны ультраабиссали являются иглокожие. Среди них первое место по численности и ландшафтообразующей роли занимают голотурии. Они встречаются в 88 % случаев всех траловых уловов.

Из морских звезд наиболее часто встречаются типично глубоководные звезды вида семейства *Porcellanastreidae*.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ОКЕАНА

## 6.1. Океанизация Земли

Наиболее яркой отличительной особенностью Земли как планеты является наличие океана. Огромность океана порождает иллюзию его неизменности.

Успехи геофизики, геохимии и палеогеографии (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, 1991, 2002; А. А. Свиточ, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, 2004) привели к заключению, что молодая Земля была лишена и гидросферы и атмосферы, а все компоненты, входящие сейчас в состав этих геосфер, тогда еще находились в ее недрах в связанном состоянии. Дегазация Земли могла начаться только после расплавления земного вещества в ее верхних слоях, возникновения конвективных движений в верхней мантии и разрушения первозданной литосферной оболочки после начала тектоно-магматической активности Земли около  $4 \cdot 10^9$  лет назад.

Гидросфера появилась как следствие главного энергетического процесса на Земле — химико-плотностной дифференциации первичного земного вещества.

На основе фактических данных к настоящему времени приняты следующие значения масс воды в гидросфере: в океане —  $1,37 \cdot 10^{24}$  г, в континентальной коре вместе с континентальными водами и ледниками —  $0,44 \cdot 10^{24}$  г и в океанической коре —  $0,36 \cdot 10^{24}$  г. Всего во внешних геосферах Земли содержится  $2,17 \cdot 10^{24}$  г воды. Следовательно, это количество воды было дегазировано из недр Земли за последние  $4 \cdot 10^9$  лет ее геологической истории. Следует иметь в виду, что часть попавшей на земную поверхность воды по зонам поддвига плит вновь возвращалась в мантию.

Первичная дегазация Земли происходила только с излиянием на земную поверхность ювенильных базальтовых магм, в основном поступающих через рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. Гидротермальные источники в самих рифтовых зонах, например, изливающиеся из «черных курильщиков», не являются ювенильными, так как вся протекающая через них вода имеет океаническое происхождение. Гидротермальный массообмен в самих рифтовых зонах срединно-океанических хребтов составляет около  $70 \text{ км}^3/\text{год}$ . Следовательно, весь океан проходит через горячие источники рифтовых зон примерно за 20 млн лет. Массы экзогенного водообмена в океанической коре срединно-океанических хребтов оказываются в несколько тысяч раз большими, чем современный уровень дегазации ювенильной воды из мантии ( $0,26 \text{ км}^3/\text{год}$ ).

В настоящее время только за счет дегидратации пород океанической коры в зонах поддвига литосферных плит вторичная дегазация воды в островных дугах и на активных окраинах континентов Андийского типа достигает  $2,5—3 \text{ км}^3/\text{год}$ , что приблизительно в 10 раз выше уровня ювенильной дегазации воды. Всего за время жизни Земли таким путем через зоны субдукции Земли прошло около  $1,4 \cdot 10^{25}$  г ( $14 \text{ млрд км}^3$ ) воды, примерно в 10 раз больше, чем ее содержится в современном океане. Таким образом, наблюдаемые сейчас на земной поверхности

горячие и минерализованные водные источники не являются ювенильными, а вода в них поступает из гидросферы Земли.

Оценки показывают (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, 2002), что скорость дегазации воды из мантии в архее была относительно умеренной, несмотря на высокую тектоническую активность Земли в ту эпоху. С максимальной скоростью дегазация воды из мантии происходила после выделения у Земли плотного ядра и перехода ее развития к тектонике литосферных плит в самом начале протерозоя около 2,5 млрд лет назад, и эта скорость достигала  $1,5 \text{ км}^3/\text{год}$ . С тех пор скорость дегазации закономерно снижалась до современного уровня около  $0,26 \text{ км}^3/\text{год}$ .

Основная масса воды перешла в земную гидросферу только в протерозое и фанерозое, когда тектонический режим Земли стал значительно более спокойным. В тектонически бурное время архея выделилось воды приблизительно в 3,8 раза меньше.

В раннем архее глубины океанических впадин не превышали 1,5 км, а объем воды в океанах был значительно меньше, чем в раннем протерозое. Вплоть до позднего архея существовали лишь многочисленные изолированные мелководные бассейны морского типа, над уровнями которых высоко воздымались гребни срединно-океанических хребтов и зоны торошения литосферных пластин — очаги будущих континентальных массивов. Предполагается, что общая соленость архейских морских бассейнов была заметно выше солености современных океанов, а благодаря повышенному давлению  $\text{CO}_2$  в архейской атмосфере воды древних океанов должны были быть более карбонатными.

Однако наиболее резкие перераспределения воды во внешних геосферах Земли происходили в конце архея и в раннем протерозое, особенно после возникновения серпентинитового слоя океанической коры  $2,5 \cdot 10^9$  лет назад, когда стала резко возрастать гидратация океанической коры и, как следствие этого, временно приостановился рост массы воды в океане. Только после полного насыщения океанической коры водой около  $2,2 \cdot 10^9$  лет назад масса воды в океане стала вновь быстро возрастать.

Начиная с периода  $2,2 \cdot 10^9$  лет назад средние глубины океана стали быстро увеличиваться и за первый миллиард лет ( $1,2 \cdot 10^9$  лет назад) возросли до 2 900 м. Увеличение средних глубин Мирового океана продолжалось и в дальнейшем, достигнув к настоящему времени почти 4,5 км.

Удалось оценить массы связанной воды в континентальной и океанической коре, а затем рассчитать и массу воды в океане (рис. 6.1). Увеличение массы воды в трех внешних геосферах (океане, континентальной и океанической коре) до времени  $2,2 \cdot 10^9$  лет назад происходило очень неравномерно. Связано это было с колебаниями тектонической активности Земли и с изменениями режимов формирования океанических впадин и накопления в них осадочного материала. Так, в кон-

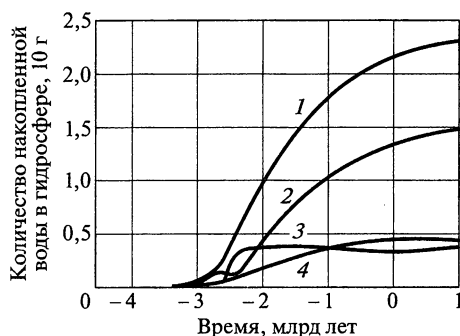


Рис. 6.1. Накопление воды в гидросфере Земли (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, 2002):

1 — суммарная масса дегазированной из мантии воды; 2 — масса воды в океане; 3 — масса воды, связанная в океанической коре; 4 — масса воды, связанная в континентальной коре



це раннего архея около  $3,3 \cdot 10^9$  лет назад из-за снижения тектонической активности средняя толщина океанических осадков достигала 200—500 м, и в них могло концентрироваться около  $(0,3—0,5) \cdot 10^{23}$  г связанной воды, изъятая из морских бассейнов.

Поскольку океан постепенно увеличивался в объеме, то неизбежно должен был наступить такой момент, когда океанские воды перекрыли собой гребни срединно-океанических хребтов. После этого должны были быстро возрасти гидратация пород океанической коры и измениться условия выплавки континентальной коры в зонах подвига океанических плит под континенты и островные дуги. Такие изменения действительно происходили на рубеже архея и протерозоя, и с позиций теории тектоники литосферных плит они неплохо объясняются увеличением степени гидратации пород океанической коры. После насыщения океанической коры водой и некоторого подъема поверхности океана над уровнем гребней срединно-океанических хребтов из рифтовых зон в океаны стали в изобилии выноситься минеральные компоненты океанической коры, что должно было резко изменить и геохимию океанических осадков: в их составе теперь должны были появиться выносимые из мантии элементы. Наиболее характерным из таких элементов является железо, поскольку в докембрийской мантии в заметных количествах еще содержалось свободное (металлическое) железо. Поднимаясь вместе с горячим мантийным веществом в рифтовые зоны, оно вступало в реакцию с морской водой, образуя растворимый в воде двухвалентный гидроксид железа.

После перекрытия океаном срединно-океанических хребтов вместе с железом из рифтовых зон интенсивно стал выноситься и кремнезем, в изобилии освобождавшийся при гидратации пироксенов и полевых шпатов — пород океанической коры — в условиях насыщения океанских вод диоксидом углерода. Этим следует объяснять парагенезис железа с кремнеземом в джеспилитовых рудах и железистых кварцитах, а также интенсивное карбонатонакопление на дне океана в протерозое. Химический состав океанских вод с раннего докембрия находился в равновесии с атмосферой и породами земной поверхности и примерно с  $2 \cdot 10^9$  лет назад характеризовался почти современными значениями солености и химического состава.

После полного насыщения серпентинитового слоя океанической коры водой около  $2,2 \cdot 10^9$  лет назад уровень океана вновь стал быстро повышаться (со скоростью около 1 см за 5 тыс. лет), и за первый миллиард лет он поднялся над гребнями срединных хребтов приблизительно на 1,6 км. Но одновременно с подъемом уровня Мирового океана увеличивалась (и со все возрастающей скоростью) емкость океанических впадин. Это привело к тому, что в фанерозое около 400 млн лет назад наступила стабилизация уровня Мирового океана, после чего он вновь начал понижаться. Снижение уровня океана, связанное с ослаблением тектонической активности Земли и увеличением глубины океанических впадин, продолжится и в будущем.

## 6.2. Природа глобальных изменений уровня океана

Важнейшей причиной колебания уровня океана в геологическое время являлось изменение объема впадин океана. Следовательно, анализ и прогноз колебаний уровня океана невозможен без тщательного исследования эволюции

рельефа Земли вообще и рельефа океанических впадин в особенности. Вместе с тем на протяжении всей геологической истории совместно действовали два фактора — возрастание общего объема воды и последовательное углубление океана. Сочетание действия этих факторов многократно приводило к планетарным трансгрессиям и регрессиям.

О былых трансгрессиях океана убедительно свидетельствует широкое распространение морских фаций осадков различного возраста, находящихся в настоящее время в пределах континентов на расстояниях в сотни и тысячи километров от современных берегов океана. Наиболее полно планетарные регрессии океана могли быть выявлены лишь в последние десятилетия.

Изучение трансгрессий и регрессий океана в фанерозое осуществлялось большим кругом высококомпетентных исследователей различных специальностей. Наиболее содержательными по охвату факторов изменения уровня, комплексности методов исследования, а также по критическому анализу предшествующих достижений явились работы Р. К. Клиге (Клиге, 1980, 1985, 2006; Клиге, Данилов, Конищев, 1998). Они представляют собой надежную основу дальнейшего изучения глобальных трансгрессий и регрессий, современных тенденций изменения уровня океана и широко используются ниже.

В соответствии с этими представлениями расчет возможного изменения уровня океана, по данным о колебаниях суммарной площади покрытых морями территорий современных континентов, за последние 800 млн лет указывает на неуклонное уменьшение площадей океанической поверхности (рис. 6.2). Сокращение площади океана может быть объяснено только изменениями в рельефе земной поверхности. Таким образом, следует предположить развивающееся в течение фанерозоя постепенное повышение высоты континентов и углубление чаши океанов — рост контрастности рельефа Земли.

На фоне постепенного сокращения площади океана с одновременным повышением его уровня в течение фанерозоя прослеживаются мощные трансгрессии и регрессии океана, при которых могло затапливаться более 50 % современной суши, а скорости изменения уровня океана могли достигать более 10 м за млн лет. В среднем смена трансгрессивных и регрессивных фаз происходила каждые 60—70 млн лет. Отмечается определенное совпадение крупнейших регрессионных фаз с периодами усиления тектономагматической активности и активизации орогенных процессов. Заметное влияние на уровень океана могло оказывать развитие материковых оледенений.

Развитие регрессивных фаз океана обеспечивалось продолжительным прогибанием дна океана. Так, свидетельством возможности существенного погружения дна океана в мезозое—кайнозое является широкое распространение мелководных фаций морских осадков и эвапоритов мезозойского возраста на глубинах 1,5—2 км в Атлантическом океане, а также наличие на глубинах около 1 300 м плоских вершин подводных гор — гайотов, иногда с древними коралловыми постройками (О. К. Леонтьев, 1970; Menard, 1983).

Анализ мощности коралловых отложений на различных атоллах Тихого океана, а также данные о теплопотоке на островах различного возраста позволяют предположить, что погружение дна океанических впадин в кайнозое может ускоряться (Menard, 1983). Скорость этого процесса в последние 1—3 млн лет оценивается примерно в 0,15—0,23 м/1000 лет, а при осреднении за 15—25 млн лет — 0,03—0,04 м/1000 лет.

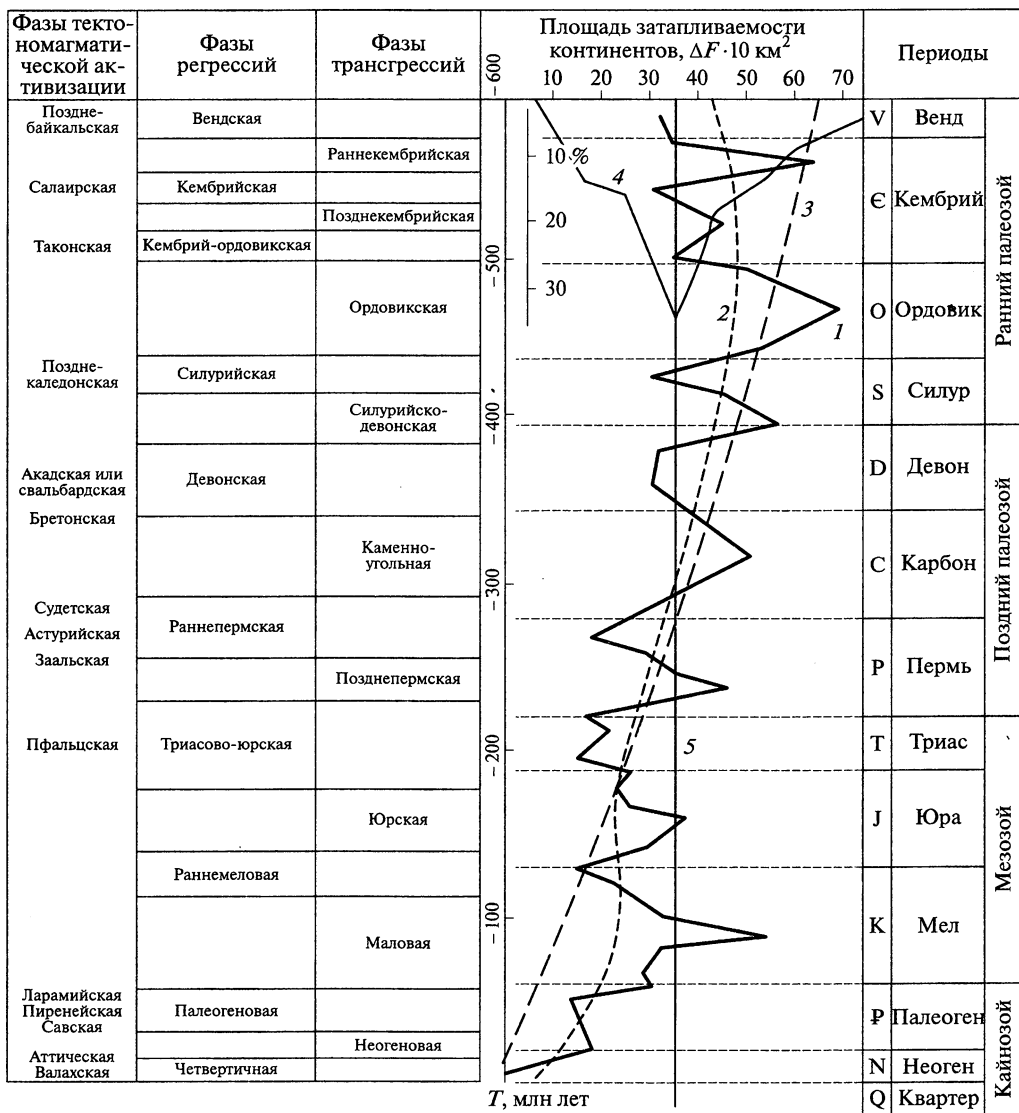


Рис. 6.2. Изменения площади покрытости морями современных континентов (1), осреднение (2), теоретический расчет (3), частота повторяемости (4) и средняя площадь покрытия (5) при трансгрессиях и регрессиях океана в сопоставлении с геологическими периодами и развитием тектономагматической активности (по Р. К. Клиге, 1996)

Некоторые исследователи (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, 1991) связывают планетарные подъемы уровня океана в начале венда (около 670 — 650 млн лет назад), на границе силура и девона (около 400 млн лет назад) и в позднем мелу (около 80 — 67 млн лет назад) с ускорением спрединга (и сопутствующим ему усилением поступления ювенильных вод). Вследствие ускорения субдукции могли активизироваться орогенные процессы на материковых окраинах.

На протяжении геологической истории Земли в результате горизонтальных движений литосферных плит или иных причин, вероятно, неоднократно проис-

ходила консолидация континентальных масс с образованием «суперконтинентов». Подобные континенты по крайней мере трижды возникали в течение фанерозоя и получили условные названия Гондваны (570 — 440 млн лет назад), Пангеи (280 — 200 млн лет назад) и Лавразии (160 — 100 млн лет назад). Из-за понижения теплопотока через мощные блоки континентальной коры происходило повышение температуры и расширение подстилающих частей мантии, следовательно, воздымание континентальных блоков относительно дна океана и увеличение объема океанических впадин, что могло вызывать существенное понижение уровня океана. Размах колебаний уровня океана от фазы консолидации «суперконтинента» до его распада оценивается величиной около 500 м.

В фанерозое земная суша подверглась атаке нескольких обширных трансгрессий (максимальная из которых затоплила до 70 млн км<sup>2</sup> площади континентов).

Одна из первых трансгрессий в начале кембрия около 550 млн лет назад представляет собой обширное наступление океана на сушу, во время которого уровень поднимался более чем на 140 м со скоростью 11 м за миллион лет. Затопливалось примерно 65 млн км<sup>2</sup> суши.

В ордовике (500 млн лет назад) начинается крупная трансгрессия моря, которая к середине этого периода достигает максимума. Средняя скорость затопления суши составляла около 2 км<sup>2</sup> в год. Это была самая мощная трансгрессия в истории Земли, которая зафиксирована наибольшей площадью распространения морских отложений на суше. Было затоплено более 72 млн км<sup>2</sup> современных континентов, или почти 50 % суши. При ордовикской трансгрессии уровень океана, вероятно, поднимался более чем на 250 м со скоростью около 8 м за миллион лет. В это время более 83 % поверхности планеты было покрыто водой.

Позднее суша подверглась воздействию еще ряда мощных трансгрессий — силурийско-девонской, каменноугольной, позднепермской, юрской, меловой и неогеновой. Среди них наиболее выразительной является меловая трансгрессия (90 — 97 млн лет назад), затопившая 36 % современной суши. Мировой океан затопил в этот период 81 % поверхности Земли. Некоторыми исследователями меловая трансгрессия связывается, в частности, с гигантскими вулканическими поднятиями в западной части Тихого океана, возникшими в основном в периоды 110 — 95 млн лет назад и 80 — 65 млн лет назад. Интенсивность вулканизма в эти интервалы времени была на порядок выше в сравнении с другими. Существенно, что большинство крупнейших поднятий и подводных гор в других океанах также сформировалось в меловой период.

Каждую пару трансгрессий разделяют обширные регрессии, обычно связанные с фазой тектоно-магматической активизации, которые вызывали значительные перестройки поверхности Земли, увеличивали контрастность рельефа и емкость океанических котловин. Наиболее значимая регрессия имела место в конце неогена, когда произошло наибольшее осушение территорий современных континентов за весь фанерозой. Площадь континентов увеличилась более чем на 10 млн км<sup>2</sup>.

При всей значимости площадных изменений распределения океана и суши они не могут дать достаточно полного представления об амплитуде уровенных колебаний. Однако последние достижения сейсмостратиграфии позволили достоверно судить об общих закономерностях изменения уровня океана, в особенности детализированных для последних 65 млн лет (рис. 6.3). Из рассмотрения этих материалов следует несколько фундаментальных выводов (А. П. Лисицын, 1988):

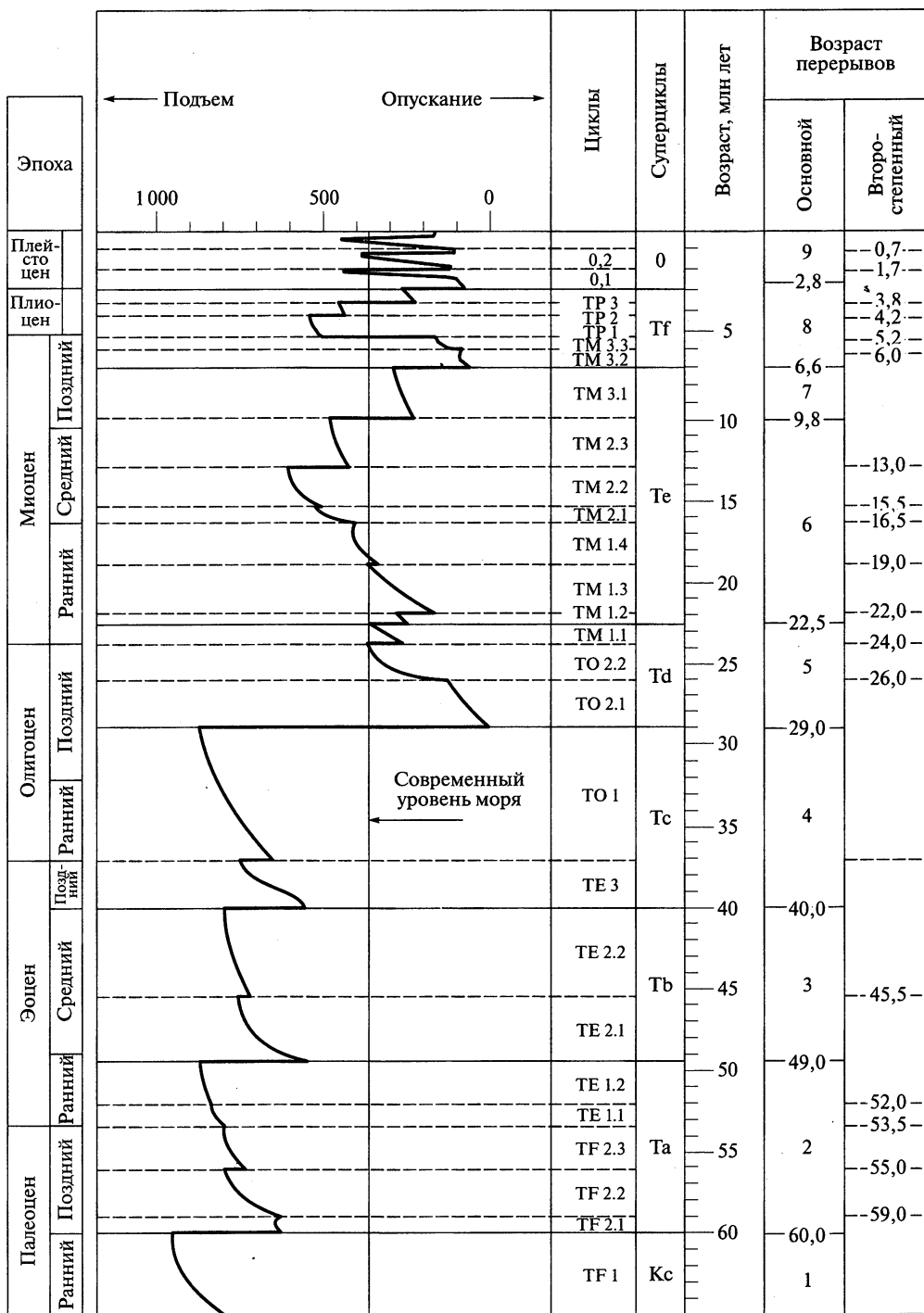


Рис. 6.3. Глобальные изменения уровня океана (м) за последние 65 млн лет (по А. П. Лисицыну, 1988)

1. Амплитуда изменений уровня в этот период не превышает 800—850 м, причем максимальное понижение, приводившее к снижению базиса эрозии, составило 350 м. Максимальные падения уровня океана происходили 29 млн лет назад, а также 6,6 млн и 2,8 млн, а после этого (с меньшей амплитудой) — в четвертичное время.

2. Изменения уровня океана цикличны. Каждый цикл включает постепенное (или ступенчатое) поднятие уровня и завершается его резким снижением. Для указанного интервала времени выделяется 9 таких суперциклов продолжительностью от 3 до 11 млн лет каждый.

3. Моментам резкого снижения уровня океана соответствуют перерывы и несогласия в осадочных толщах континентальных окраин.

4. Для лавинной седиментации эти изменения уровня Мирового океана означают глобальные изменения базиса эрозии.

Вероятно наиболее впечатляющим событием за последние 65 млн лет явилось резкое падение уровня океана на 850 м, соответствующее перерыву в осадконакоплении, датированному 29 млн лет назад. По-видимому, эта дата тесно связана и с депонированием огромных масс воды, изъятых из океана в ледниковом куполе Антарктиды. По независимым данным (возрасту отложений), ледниковый покров был развит в Антарктиде 25—35 млн лет назад.

Для решения многих фундаментальных и практических проблем чрезвычайно важно знать основные современные тенденции развития уровня океана. Обзор результатов наблюдений на 229 постах, распределенных по периметру Мирового океана, фиксирует (Pirazzoli, 1986, 1992), что 20,5 % станций с длительным периодом наблюдений указывают на скорость повышения уровня от 0,1 до 1,0 мм/год, 13 % — на скорость роста уровня между 1,0 и 1,5 мм/год, а 17 % — на скорость подъема между 1,5 и 2,4 мм/год. Максимальный рост уровня (более 2,4 мм/год) наблюдался на 21 % станций, относительно устойчив уровень для 1 % станций, а 27,5 % отражают снижение уровня океана.

Таким образом, более 70 % станций отражают повышение уровня океана, тогда как менее 30 % фиксируют его относительное снижение. Следует заметить, что подавляющее большинство наблюдений относится к Северному полушарию. Прослеживается достаточно очевидная связь этих наблюдений с деградацией многих ледников.

Анализ скоростей распространения относительных изменений уровня, сгруппированных по характеру геофизических процессов для 517 станций (Emery a. Aubrey, 1991), свидетельствует о наибольшем вкладе в изменение уровня гляциальных процессов, субдукции и складкообразования. Подъем уровня зафиксирован на 65 % станций, а опускание — на 35 %. Практически во всех диапазонах скоростей изменение уровня обеспечивается преобладанием подъема над опусканием уровня. Около 90 % станций сосредоточены в диапазоне изменений уровня  $\pm 5$  мм/год. В этом диапазоне рост уровня статистически превосходит его снижение в 2,3 раза. В диапазоне повышения уровня (более 5 мм/год) располагается 12,6 % пунктов наблюдений, тогда как в таком же диапазоне падения уровня располагается 7,7 % станций.

Таким образом, за период систематических наблюдений уровень океана характеризуется ясной тенденцией к повышению.

Вместе с тем необходимо заметить, что и за период инструментальных наблюдений фиксировались значительные изменения скорости повышения уровня (Кли-

ге, 2006). Так, в течение XIX в. (1800—1900 гг.) подъем уровня океана составлял около 1 мм/год. С 1900 г. в начале XX в. скорость подъема возросла до 1,5 мм/год. Максимальный рост уровня океана наблюдался в период с 1930 до 1960 г., когда он достиг 2,4 мм/год. После этого наметилась некоторая стабилизация уровня вплоть до 1970 г., когда проявилась тенденция к дальнейшему его повышению.

Всего за период с 1860 до 1996 г. повышение уровня Мирового океана составило около 20 см. Основная причина повышения уровня — потепление климата и связанная с ним деградация ледников, а также термическое расширение воды. Тесная связь уровня океана с температурными аномалиями прослеживается при сдвиге по фазе на 19 лет.

По оценке экспертов Межправительственной группы климатических изменений (IPCC), сделанных на основе климатических моделей, уровень океана может возрасти на 10—30 см к 2030 г. и на 30—100 см (наиболее вероятно на 65 см) к концу текущего столетия. Предполагается, что это повышение произойдет вследствие роста температуры воды и таяния ледников. Ю. А. Павлидис (2003) считает, что очередная остановка трансгрессии возможна в XXII в., когда уровень повысится на 1 м по отношению к современному.

Пессимистические прогнозы, ориентированные на быстрое разрушение ледяного щита Западной Антарктиды, указывают, однако, на возможность повышения уровня океана на несколько метров.

### Глава 7

## СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

### 7.1. Географическое положение, орография

Северный Ледовитый океан (далее СЛО) расположен вокруг географического полюса в основном севернее  $70^\circ$  с. ш. и большей частью окружен сушей. Его можно назвать средиземным океаном по аналогии со средиземными морями (рис. V цв. вкл.).

Главная морская граница СЛО обращена к Атлантическому океану. Значительная ее часть проходит по подводным порогам, лежащим между Гренландией и Шетландскими островами. Она спускается в Датском проливе от самого большого фиорда Гренландии ( $70^\circ$  с. ш., мыс Брустер, залив Скорсби) к Полярному круту ( $66^\circ 33'$ ) у Исландии и выходит к берегу Норвегии у  $61^\circ$  с. ш. (район г. Берген). Глубина порогов оказывает большое влияние на водообмен и гидрологию океана. Глубина водообмена через Датский пролив составляет 650 м, а между Исландией и Фарерскими островами — 550 м. Фареро-Шетландский порог прорезан желобом, имеющим глубину 1 750 м. Этот желоб огражден со стороны Атлантики поднятием дна до глубины 800 м, что и составляет лимитирующую глубину обмена вод между двумя океанами (Атлас Арктики, 1985; Атлас океанов. Атлантический океан, 1990; Проливы Мирового океана, 1993). Суммарный объем вод, переносимых через эти пороги на юг, оценивается в 9 Св и на север приблизительно в 10 Св<sup>1</sup> (Tomczak, Godfrey, 1994).

Граница СЛО уходит далеко на юг южнее Канадского Арктического архипелага. Через проливы архипелага, глубина которых меньше 250 м, воды и льды центральной Арктики выносятся в глубоководное (глубже 2 000 м) море Баффина, простирающееся до  $70^\circ$  с. ш.; и мелководное (100—250 м) внутриконтинентальное средиземное море Гудзонов залив, достигающее до  $51^\circ$  с. ш. в глубине Северо-Американского материка. Таким образом, самая южная точка Северного Ледовитого океана лежит примерно на широте Киева. К акватории СЛО относится и весь Гудзонов пролив. Односторонняя связь Арктического бассейна с окраинными акваториями южнее Канадского Арктического архипелага заключается в сбросе около 2 Св воды через проливы архипелага, а также через транзитный перенос разбавленной арктической воды и льдов Западно-Гренландским течением. Массовый вынос гренландских айсбергов из моря Баффина (около 5 тыс. в год) в Атлантический океан — одно из воздействий СЛО на прилегающую акваторию.

<sup>1</sup> 1 свердруп = 1 млн м<sup>3</sup>/с = 31 536 км<sup>3</sup> в год.





Площадь водной поверхности СЛО вместе с морями составляет 14,75 млн км<sup>2</sup>, объем воды 18,1 млн км<sup>3</sup>, что равно 4,1 % площади и 1,3 % объема воды Мирового океана. Средняя глубина СЛО 1,2 км, максимальная, 5 527 м, лежит в Гренландском море к западу от островов Шпицберген.

По количеству островов СЛО занимает второе место среди океанов после Тихого океана. Площадь его островов около 4 млн км<sup>2</sup>. Площадь самого большого в Мировом океане о-ва Гренландия 2,18 млн км<sup>2</sup>. На островах господствует климат тундры и арктической пустыни. Поверхность большинства островов покрыта ледниками. Над самым крупным, Гренландским ледяным щитом, температура зимой опускается до  $-70$  °С. В центральной части острова средняя температура января  $-46$  °С, а июля  $-12$  °С. На побережье диапазон среднемесячных температур от  $-36$ ° на севере зимой до плюс  $10$  °С на юге летом. Над островом господствует антициклон, особенно ярко выраженный зимой и оказывающий заметное воздействие на циркуляцию окружающих вод.

В Гренландии, преимущественно на юге, в защищенных от ветра и свободных от льда местах, встречаются верещатники, кустарники ивы, карликовые березы. Обитают представители 30 видов животных, среди них мускусные быки, олени, домашние овцы. На островах Канадского архипелага встречаются северные олени. Почти повсеместны белые медведи, песцы и лемминги. На Новой Земле расположены крупнейшие в мире «птичьи базары».

Остова Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Северная Земля являются горными странами с выводными ледниками, которые продуцируют небольшие айсберги.

В СЛО принято выделять *Арктический бассейн (АБ)*. Эта глубоководная область, система котловин, окружающая Северный полюс и покрытая многолетними морскими льдами, граничит с северным берегом Гренландии и берегами Канадского архипелага, островами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля. Крупнейший в СЛО подводный хребет Ломоносова с глубиной около 1 500 м проходит в 50 км от полюса в направлении от Новосибирских островов к Гренландии и разделяет Арктический бассейн на два суббассейна: *Евразийский* и *Амеразийский*. Амеразийский суббассейн охватывает обширную Канадскую котловину, Евразийский — котловину Амундсена, над которой расположен Северный полюс, и котловину Нансена, выходящую через пролив Фрама в Гренландское море.

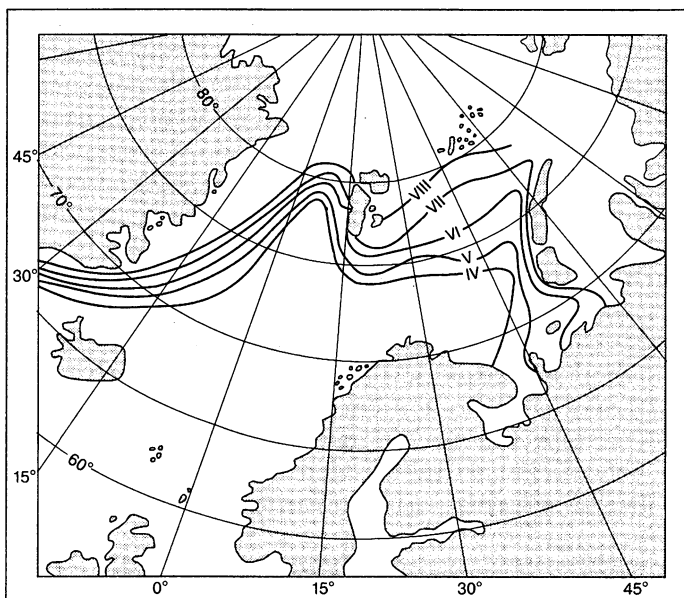
Хорошо вентилируемый Евразийский бассейн имеет возраст придонных вод (по данным о тритии и радиоактивном углероде) около 30 лет, а возраст придонных вод закрытого хребтом Ломоносова Амеразийского бассейна — около 700 лет (Tomczak, Godfrey, 1994).

Особенную область образуют *арктические моря (АМ)*: Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Бофорта и море Линкольна, расположенное между северными берегами Гренландии и о-ва Элсмир. Они находятся в основном на материковой отмели, которая занимает 41 % площади океана и особенно развита у сибирского побережья, где 200 м изобата отходит на расстояние до 1 300 км от берега материка Азии.

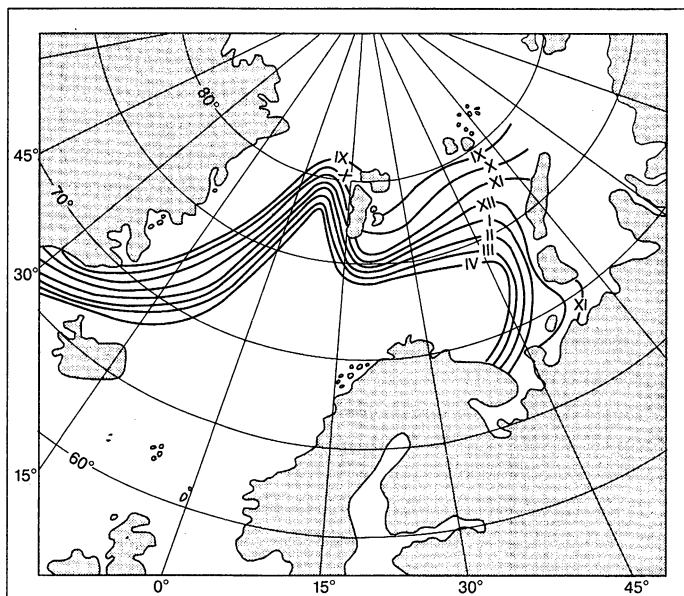
Третья часть СЛО — контрастный по температуре воды и глубинам *Северо-Европейский бассейн (СЕБ)*, занимающий Гренландское, Норвежское, Баренцево и Белое моря. Его граница с остальной акваторией океана идет от берега Евразийского материка в месте соединения Европы и Азии к Новой Земле, далее к Земле

Франца-Иосифа, к Шпицбергену и через пролив Фрама к северной Гренландии. Большая часть этого бассейна свободна от льдов круглый год (рис. 7.2).

Четвертая часть СЛО — *бассейн Канадского Арктического архипелага*, включающий море Баффина с характерной полярной структурой вод (теплый



А



Б

Рис. 7.2. Граница льдов в Северо-Европейском бассейне по месяцам года (А, Б) (из В. Н. Малинина, 1998. — С. 323)

промежуточный слой между холодными поверхностным и донным) и обилием льдов, а также ледовитое, внутриконтинентальное средиземное море Гудзонов залив и прилегающие проливы.

Существует несколько вариантов названий для физико-географических зон высоких широт Земли. Для глобального описания удобны названия, одинаковые для полушарий, — *полярная* и *субполярная зоны, образующие вместе холодный физико-географический пояс* (Лебедев, 1984; Лаппо и Лебедев, 2005). Для Северного полушария им соответствуют названия *арктическая* и *субарктическая зоны*. Используются и другие названия: *арктический пояс*, включающий *полярноарктическую зону* и *южноарктическую зону* (см. карту Е. С. Короткевича. ГМО, СЛО. — С. 128).

В СЛО есть три природные (физико-географические) зоны. Граница самой северной арктической (или полярноарктической) совпадает или примерно совпадает с границей постоянного присутствия морских льдов. В арктическую зону целиком входит АБ, а также северные части арктических морей, Канадского Арктического архипелага и моря Баффина. Попадают туда и воды Гренландского моря, прилегающие к северо-восточному берегу Гренландии.

Почти вся остальная часть СЛО находится в субарктической зоне (равнозначное название южноарктическая). К умеренной природной зоне относятся только Норвежское море, Белое море (южнее Горла) и залив Джеймс на юге Гудзонова залива.

## 7.2. Климат

По климатическому районированию СЛО входит в арктическую климатическую зону за исключением Норвежского моря, половина которого относится к умеренной климатической зоне и половина к субарктической, а также узкой субарктической полоски у южного берега Гудзонова залива (ГМО, СЛО. — С. 61).

Основной очаг формирования арктической воздушной массы — внутриарктическая область, в которую попадает Северный полюс. Среднегодовая температура воздуха в районе Северного полюса  $-20^{\circ}$ , минимальная температура бывает ниже  $-50^{\circ}\text{C}$ , максимальная — около  $+8^{\circ}\text{C}$ . В центральной Арктике тепловое равновесие системы океан — атмосфера и космос достигается при очень низких температурах подстилающей поверхности и малых величинах тепловых потоков. Потери тепла осуществляются за счет ухода энергии жидкого состояния воды без изменения ее температуры.

В юго-западной части Норвежского моря господствуют воздушные массы умеренных широт и средние температуры воздуха положительны круглый год. Среднегодовая температура воздуха в Норвежском море меняется с юга на север от  $7$  до  $1^{\circ}\text{C}$ , температурный минимум равен  $-20^{\circ}\text{C}$ , максимум —  $28^{\circ}\text{C}$ . В морях Сибири среднегодовая температура воздуха меняется от  $-10$  до  $-14^{\circ}\text{C}$ , минимальная температура равна  $-50^{\circ}\text{C}$ , максимальная —  $25^{\circ}\text{C}$ , в море Баффина среднегодовая температура составляет  $-10^{\circ}\text{C}$ , минимальная —  $-36^{\circ}\text{C}$ , максимальная —  $16^{\circ}\text{C}$ .

**Температура воды** зимой положительна только в Норвежском море ( $5^{\circ}\text{C}$ ) и в юго-западной части Баренцева моря ( $3^{\circ}\text{C}$ ). Летом температура открытой воды принимает нулевые и положительные значения во всех морях, достигая в Норвежском море  $10^{\circ}\text{C}$ , Гренландском, Баффина и Чукотском  $5^{\circ}\text{C}$ .

Поле атмосферного давления, облачность, осадки, испарение и ветер определяются двумя антициклонами — над Гренландией и над Канадской котловиной АБ, а также Исландским минимумом, имеющим глубокое ответвление к Таймыру. На основной части СЛО осадки превышают испарение примерно на 100 мм в год. Максимум осадков приходится на Норвежское море — 1 000 — 1 200 мм в год. Минимальны осадки в районе полюса и в Канадском антициклоне. Две области небольшого превышения испарения над осадками (0 — 100 мм в год) находятся к юго-западу и юго-востоку от Шпицбергена. Норвежское море — одно из наиболее облачных морей Мирового океана. Пасмурная погода — характерная черта летних месяцев, когда ее вероятность составляет 80 — 90 %, почти также велика ее повторяемость летом в морях Сибири.

Наибольшая скорость ветра во все сезоны наблюдается в Норвежском море, где с октября по март она превышает 10 м/с. Повторяемость штормовой погоды (скорость ветра больше 15 м/с) составляет зимой в Норвежском и Баренцевом морях 10 %, а в центральной Арктике 1 %.

Ледовый покров существенно затрудняет теплообмен океана и атмосферы. В летние месяцы происходит незначительный суммарный приток тепла со стороны атмосферы, около  $84 \cdot 10^3$  кДж/м<sup>2</sup> в августе, когда мгновенный тепловой поток в среднем равен  $\sim 30$  Вт/м<sup>2</sup>. В феврале наблюдается суммарный отток тепла того же порядка. Радиационное охлаждение в центральной части океана близко к  $83,6 \cdot 10^3$  кДж/м<sup>2</sup> в год ( $\sim 2,5$  Вт/м<sup>2</sup>). Полярный день длится на полюсе 186 суток, полярная ночь — 179 суток (с учетом рефракции — 190 и 175 суток соответственно).

Нерадиационные потоки тепла в центральной Арктике менее значительны, однако разность их приходной и расходной части оказывается большей, чем у потоков радиации. Среднегодовые потери тепла на испарение составляют в АБ  $260 \cdot 10^3$  кДж/м<sup>2</sup> ( $\sim 8$  Втм<sup>-2</sup>), а на контактный теплообмен с атмосферой  $100 \cdot 10^3$  кДж/м<sup>2</sup> ( $\sim 3$  Втм<sup>-2</sup>) (Ю. П. Доронин, 1986).

Годовой приток тепла с атлантическими водами, равномерно распределенный по поверхности Северного Ледовитого океана, равен, по Ю. П. Доронину, примерно  $3 \cdot 10^5$  кДж/м<sup>2</sup>. По инструментальным наблюдениям среднегодовой результирующий (север минус юг) перенос тепла через пролив Фрама с 1997 по 1999 г. изменился от 16 до  $41 \cdot 10^{12}$  Вт и равнялся в среднем  $27 \cdot 10^{12}$  Вт (Schauer, Fahrback, 2004). За год это означает накопление тепла за счет адвекции в количестве  $85 \cdot 10^{16}$  кДж. При делении на площадь АБ (по Атласу океанов 4 469 тыс. км<sup>2</sup>) получаем примерно  $2 \cdot 10^5$  кДж/м<sup>2</sup>, что может растопить слой льда толщиной около 0,6 м. Заметим, что помимо пролива Фрама, разделяющего Гренландию и Шпицберген, поступление теплых атлантических вод в АБ происходит и через Баренцево море. Считается, что средний годовой приток тепла в АБ примерно наполовину заключен в поступающих водах атлантического (42 %), тихоокеанского (4 %) и речного (1 %) происхождения.

В балансе тепла АБ немалую роль играет вынос морских льдов. Воздействие этого процесса на теплообмен и климат многогранно и трудно поддается оценке. Вынос льдов увеличивает площадь открытой воды. Это интенсифицирует все виды теплообмена океана с атмосферой, ускоряет охлаждение океана, усиливает воздействие ветра на течения, развитие вихрей и дивергенций, вызывающих вертикальные движения воды. Просто оценить можно лишь одно последствие выноса льдов — затраты тепла на их таяние, но эта оценка будет условной, так как оставшиеся в АБ льды могли бы и не растаять. Подсчеты площадей и объемов выносимых из АБ льдов делаются по спутниковым съемкам, радиосигналам с дрейфующих

буйков и расчетам по полю ветра. Они сравнительно хорошо согласуются друг с другом. Минимальная площадь льдов, вынесенных за год через пролив Фрама, составила за период 1979 — 1996 гг.  $0,6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  (1986), максимальная —  $1,6 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  (1995), что соответствовало объемам льда в 2 и в  $5,7 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  (Zhang et al., 2000). Дополнительный сток льда происходит через проливы Канадского Арктического архипелага, которые, впрочем, не всякий год вскрываются от льда. Заметим, что, по классическим подсчетам Г. Мосби, суммарный годовой вынос льдов из АБ оценивался в 1963 г. в  $1,3 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  (Океанографическая энциклопедия, 1974).

При отсутствии или ослаблении льдов охлаждение океана протекает гораздо быстрее. На открытых из-за обогрева атлантическими водами акваториях радиационное охлаждение морской поверхности в феврале достигает  $210 \cdot 10^3 \text{ кДж/м}^2$  ( $\sim 80 \text{ Вт/м}^2$ ). Другие виды потерь тепла также максимальны в местах вторжения теплых атлантических вод. В главном очаге охлаждения этих вод у западных берегов архипелага Шпицберген потери тепла за счет контактного (турбулентного) теплообмена с атмосферой достигают в феврале  $420 \text{ кДж/м}^2$  в месяц ( $\sim 156 \text{ Вт/м}^2$ ) и  $3\,000 \text{ кДж/м}^2$  в год ( $\sim 90 \text{ Вт/м}^2$ ). Потери за счет испарения за месяц и год  $250$  и  $1\,700 \text{ кДж м}^{-2}$  соответственно (тепловой поток  $\sim 95$  и  $\sim 50 \text{ Вт/м}^2$ ). Суммарные потери тепла в этом очаге охлаждения близки к  $5\,000 \text{ кДж/м}^2$  в год, что соответствует среднему мгновенному потоку тепла в  $150 \text{ Вт/м}^2$ . Приведенные данные показывают, как возрастает охлаждение океана при ослаблении льдов и локальном исчезновении ледяного покрова.

### 7.3. Глобальное взаимодействие

Несмотря на небольшие размеры, СЛО оказывает значительное влияние на глобальную циркуляцию атмосферы и океана. Интенсивность атмосферной циркуляции планеты зависит от разности температур полярной и экваториальной зоны. Эта разность считается мерой доступной потенциальной энергии атмосферы. Она приводит в движение меридионально ориентированную атмосферную тепловую машину первого рода, и из-за отклоняющей силы Кориолиса определяет *зональный* перенос воздуха. Площадь полярной зоны гораздо меньше экваториальной, но из-за своего центрального положения она образует с экваториальной зоной температурную пару на любом меридиане. При моделировании глобальных колебаний климата меридиональный контраст температур определяют как разность температур центров широтных зон  $0—20^\circ$  и  $60—90^\circ$ . Принимается, что центры лежат на  $10^\circ$  и  $70^\circ$  широты. Эта разность ( $\Gamma$ ) в современную эпоху составляет для Северного полушария  $36^\circ\text{C}$  и Южного —  $44^\circ\text{C}$ . Средняя скорость приземного ветра вычисляется по формуле (В. Я. и С. Я. Сергины, 1978):

$$u_0 = 0,14 \text{ (м/с } ^\circ\text{C)}\Gamma(^\circ\text{C}).$$

По формуле средняя скорость приземного ветра в Северном полушарии равна  $5,0 \text{ м/с}$ , а в Южном полушарии —  $6,2 \text{ м/с}$ , что соответствует наблюдениям.

Влияние СЛО на глобальную океаническую циркуляцию осуществляется через водообмен с Атлантическим океаном. Избыток атмосферных осадков (составляющих  $5\,300 \text{ км}^3/\text{год}$ , или  $36,6 \text{ см/год}$ ) и речного стока ( $5\,140 \text{ км}^3/\text{год}$ , или  $35,5 \text{ см/год}$ ) над испарением ( $3\,200 \text{ км}^3/\text{год}$ , или  $22,1 \text{ см/год}$ ) повышают уровень океана в среднем на  $50 \text{ см/год}$ . Сезонные изменения уровня составляют  $10—20 \text{ см/год}$ ,

максимальное значение уровня наступает в августе—сентябре, минимальное — в феврале—марте. Повышенный уровень приводит к стоку холодных поверхностных вод и льдов в Атлантический океан, где пресная составляющая водного баланса отрицательна и (если не учитывать Атлантический сектор Южного океана, где пресный баланс положителен) в среднем соответствует падению уровня на 30 см/год (ГМО, АО, 1984; Ю. П. Доронин, 1986).

Сток поверхностных вод и льдов из Арктического бассейна проходит двумя путями — через пролив Фрама и проливы Канадского Арктического архипелага. Он регулируется полем ветра, которое создается двумя антициклонами — одним над Гренландией, другим над Канадской котловиной, а также циклоническим полем давления, вытянутым от Исландского минимума атмосферного давления к Таймыру (рис. 7.3). По изогнутой к восточной Сибири границе этих барических полей проходят Трансарктическое течение и дрейф льдов, направленный от Берингова пролива к Гренландии, где он концентрируется в Восточно-Гренландском

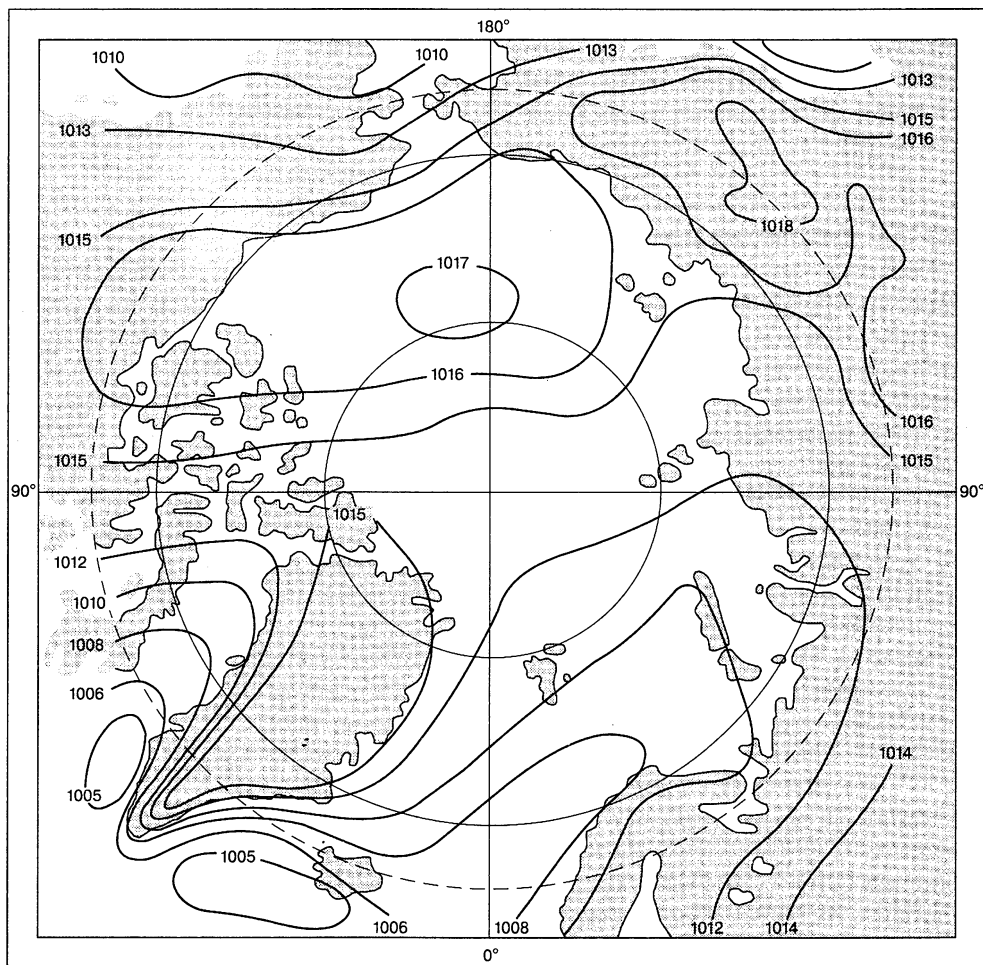


Рис. 7.3. Среднегодовое давление на уровне моря (из Ю. П. Дорониной, 1986)

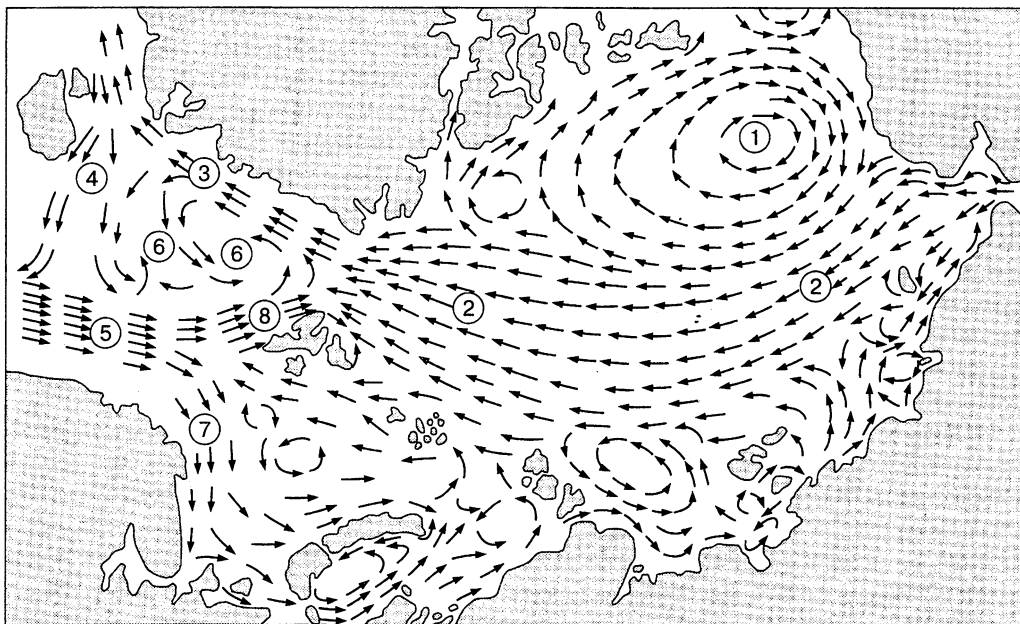


Рис. 7.4. Циркуляции поверхностных вод (1 — 8) (из Ю. П. Дорониной, 1986)

течений. Заметим, что уровень Берингова моря в северной части Тихого океана на 0,5 м выше, чем в Чукотском море.

Вынос распресненных, а потому сравнительно легких, вод верхнего слоя способствует компенсационному притоку теплых, но соленых вод, идущих из Атлантики в Норвежском и Западно-Шпицбергенском течениях, которые являются далекими продолжениями Гольфстрима. Атлантические воды заполняют в АБ глубины от 200 до 750 — 1 000 м. Их приток способствует поддержанию высокого положения уровня и тем самым выносу поверхностных вод и льдов. Таким способом две стороны водообмена — сток и приток вод — оказывают друг на друга взаимное положительное влияние (рис. 7.4).

Механизм водообмена напоминает плотностную циркуляцию в классическом «ящике Марсильи», изобретенном для моделирования двухуровневого водообмена в Босфоре (см. подразд. 7.4, 7.5), однако имеет и существенные отличия в виде ветрового воздействия, проявления силы Кориолиса и локальной трансформации вод. Плотность воды на поверхности в Гренландском и Баренцевом морях равна зимой  $1\,028,00\text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ , у полюса —  $1\,025,00$ , в Чукотском море —  $1\,026,25$ , в Канадском круговороте —  $1\,024,00$ , у Новосибирских о-вов —  $1\,020,00$ .

## 7.4. Проточно-круговая циркуляция

Воды СЛО имеют атлантическое происхождение с примесью тихоокеанских вод и концентрированной в верхнем слое примесью речных вод и осадков. Есть в океане и очаги трансформации вод. Сток атлантических вод в СЛО через Гренландско-Шетландские пороги оценивается в 10 Св, тихоокеанских вод — в 1 Св, речной сток —



в 0,2 Св, избыток осадков над испарением — в 0,1 Св, зимний сток на дно Арктического бассейна осолоненных при образовании льда шельфовых вод — в 0,1 Св.

По трехлетним непрерывным измерениям в 1997—2000 гг. Западно-Шпицбергенское течение, имеющее в проливе Фрама глубину 2 500 м, вливает в АБ 9—10 Св воды, забираемой у Норвежского течения и Гренландского моря. В своей верхней, соответствующей глубине Гренландско-Шетландских порогов, части оно несет теплые, недавно пришедшие *атлантические воды*, а в глубинной, основной, части — атлантические воды, трансформированные при зимней конвекции и боковом перемешивании в Гренландском море и получившие отрицательную температуру и новое название — *арктические донные воды* (иногда их называют *атлантическими водами зимней модификации*). По тем же измерениям 1997—2000 гг. вынос вод из Арктического бассейна через пролив Фрама равен 13 Св (Schauer, Fahrbach, 2004).

После длительного кругового путешествия вдоль материкового склона Арктического бассейна и трансформации пришедшие из Атлантики и получившие новые названия воды выходят из пролива Фрама двухструйным потоком (струя на гренландском шельфе, струя над материковым склоном Гренландии). В конце концов вовлекаемые в круговороты эти воды пересекают с севера на юг Гренландское море и покидают СЛО через тот же Гренландско-Шетландский проход. Они уходят двумя путями — в виде Восточно-Гренландского течения и в виде придонного перелива через пороги. При этом структура вод сохраняет теплый промежуточный слой, представленный атлантическими промежуточными водами, возвратившимися после кругового движения в Арктическом бассейне. Таким образом, при укрупненном взгляде можно сказать, что СЛО содержит проточно-круговую циклоническую циркуляцию атлантических по происхождению вод. Эта циркуляция имеет камеру смешения и зимней трансформации вод в Гренландском море и отстойник в Канадской котловине.

## 7.5. Водообмен

Через пролив Фрама, соединяющий два бассейна с источниками формирования придонных вод, проходят несколько постоянных потоков, расходы и температуры которых детально измерены (Schauer, Fahrbach, 2004). Это, во-первых, верхний поток Восточно-Гренландского течения, несущий поверхностную арктическую воду из АБ (1 Св,  $-0,97^{\circ}\text{C}$ ). Во-вторых, это верхняя часть Западно-Шпицбергенского течения, несущая теплую атлантическую воду в АБ (4,1 Св,  $2,35^{\circ}\text{C}$ ). В-третьих, это возвратный поток атлантической воды, совершившей полную или частичную циркуляцию в АБ и покидающей его в нижней и восточной части Восточно-Гренландского течения (3,6 Св,  $1,18^{\circ}\text{C}$ ). В-четвертых, это мощный поток в глубине Западно-Шпицбергенского течения донной арктической воды, формирующейся в зимнее время из атлантических вод в Гренландском море (4,6 Св,  $-0,37^{\circ}\text{C}$ ). В-пятых, это выходящий из АБ еще более мощный поток донной арктической воды со следами присутствия шельфовых вод (7 Св,  $-0,40^{\circ}\text{C}$ ). Соленость в перечисленных потоках, по данным летней съемки 1997 г., равна 33,50; 34,96; 34,95; 34,91; 34,92 кг/т (Rudels et al., 2000).

Особенность водообмена через пролив Фрама заключается в том, что из-за большой скорости течений и значительной ширины пролива встречные потоки воды разнесены силой Кориолиса по разные стороны пролива (рис. 7.5).

Водообмен между двумя океанами через Гренландско-Шетландские пороги включает встречный перенос вод на север и на юг поверхностными течениями. Перенос вод на север со стороны Атлантического океана сосредоточен в Северо-Атлантическом течении, идущем к Шетландским о-вам и переходящим в Норвежском море в Норвежское течение. Оно имеет расход около 4 Св с межгодовыми колебаниями в 1,5 Св и несет теплую и соленую воду Гольфстрима со средней скоростью 0,2 м/с. Температура и соленость воды уменьшаются вниз по течению от 12 до 6 °С и от 35 до 34 кг/т морской воды. Дополнительные вторжения теплой и соленой воды на север идут от течения Ирмингера, отходящего в Атлантическом океане от Северо-Атлантического течения на запад к южным оконечностям Исландии и Гренландии. Суммарный приток атлантических вод в СЛО оценивается в 10 Св (Tomczak, Godfrey, 1994).

Главный сток поверхностных вод и льдов СЛО в Атлантику сосредоточен в Восточно-Гренландском течении, проходящем вдоль островного склона Гренландии и образующем обширные круговороты. Расход течения около 5 Св, температура -1 °С, соленость 30—33 кг/т. Граница между северным и южным переносом поверхностных вод образует полярный фронт, близко совпадает с границей льдов и характеризуется образованием вихрей глубиной в сотни метров.

Сток нижележащих, промежуточных по глубине вод из Гренландского и Норвежского морей в Атлантический океан прослеживается через все три прохода, но концентрируется в Датском проливе, через который в Атлантику низвергается

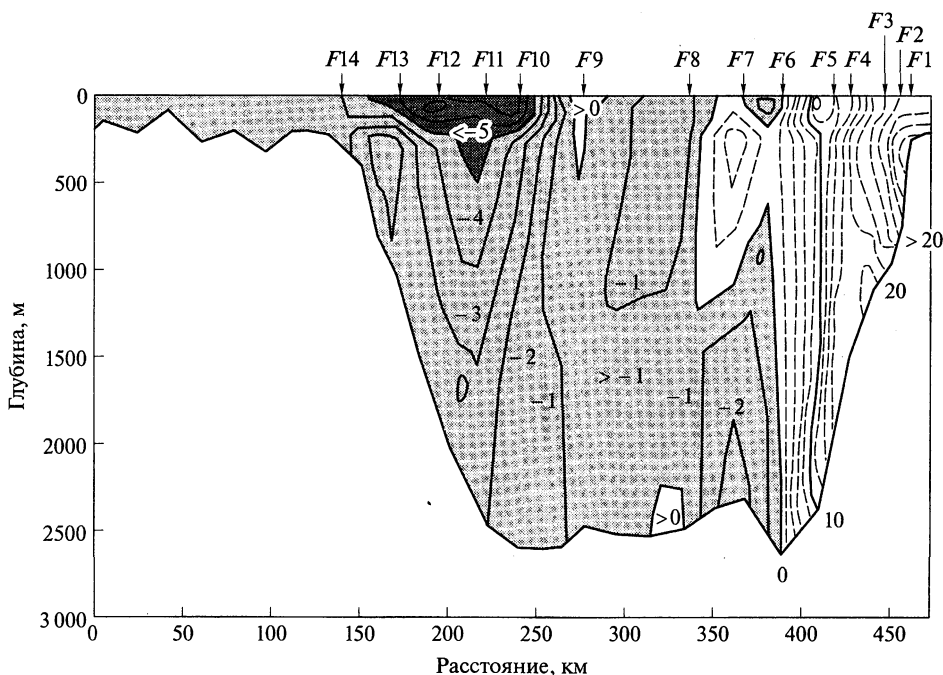


Рис. 7.5. Водообмен в проливе Фрама по инструментальным наблюдениям. Средние скорости за два года (1997—1999), см/с (Мошонкина и др. // Океанология. Т. 44. — № 6. — 2004):

*F* — места заякоренных измерителей скорости; отрицательные значения скорости — течение на юг, положительные — на север

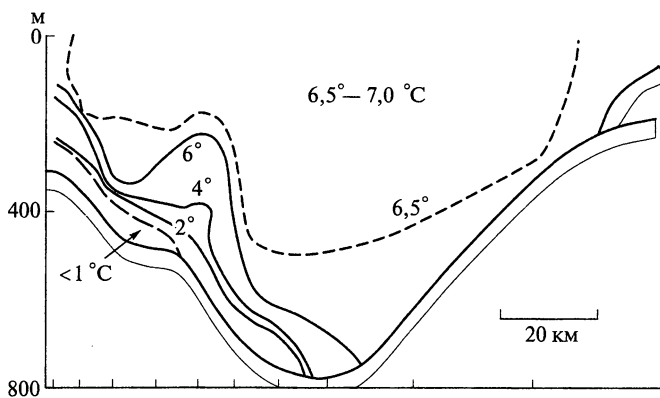


Рис. 7.6. Температурный разрез через Датский пролив демонстрирует наклон границы холодных вод, вытекающих из Северного Ледовитого океана в Атлантику (из Worthington, 1969)

крупнейший в Мировом океане подводный водопад. Его дно лежит на глубине 3 500 м в тысяче километров южнее порога. По инструментальным измерениям скорость придонного стока воды из СЛО в Атлантику может достигать над порогом  $1,4 \text{ мс}^{-1}$ , что соответствует мгновенному расходу 5 Св (рис. VI цв. вкл.).

Говоря о лимитирующей глубине порогов, надо иметь в виду, что за счет силы Кориолиса движущийся слой воды принимает наклон поперек течения, при котором правый, глядя по течению, край потока поднимается. На границе вода—воздух этот подъем незначителен, не превышает метра, а на разделе близких по плотности слоев воды может составить сотни метров (рис. 7.6).

Объем глубинного оттока оценивается в среднем в 4 Св, при температуре  $0 - 2,0 \text{ }^\circ\text{C}$  и солености 34,9 кг/т (Tomczak, Godfrey, 1994). Трансформируясь и соединяясь с придонными водами Северной Атлантики, эти воды распространяются в виде глубинных вод до экваториально-тропической (возможно, и до северной) части Тихого океана. Из Тихого океана, уровень которого повышен, избыток воды движется к Атлантическому океану частично через Индийский океан вместе с теплыми течениями верхнего слоя, замыкая систему *глобального океанского конвейера*.

Глобальный водообмен поддерживает в СЛО очаги передачи тепла Мирового океана в атмосферу и космическое пространство. Особенно интенсивно передача тепла происходит в местах с разреженным или ослабленным ледяным покровом. Они играют роль холодильников для океана и нагревателей для полярной атмосферы, которая в АБ в среднем на  $8 - 10 \text{ }^\circ\text{C}$  теплее, чем над северными районами Восточной Сибири (А.Д.:Добровольский, Б.С.Залогин, 1992).

## 7.6. ЛЬДЫ

Главная природная особенность СЛО — многолетние плавучие льды, занимающие большую часть его поверхности и существенно влияющие на климат самого океана и всей планеты. На рис. 7.7 показано, что из области, постоянно покрытой льдами, вытягиваются три языка вдоль восточного берега Гренландии, Баффиновой Земли и северного берега Чукотки.

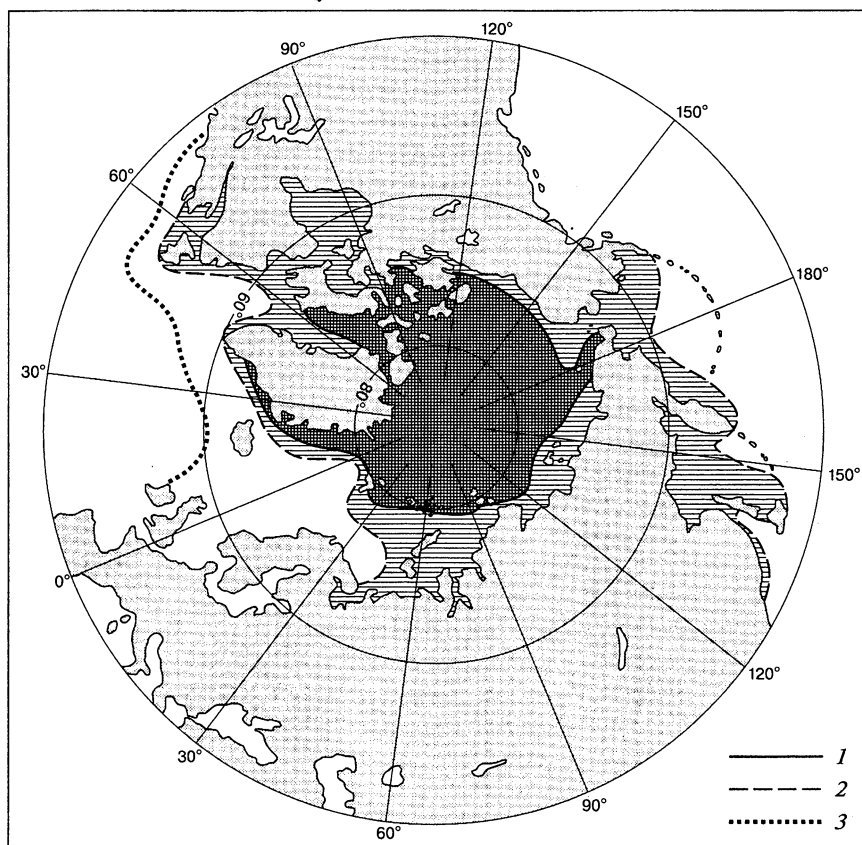


Рис. 7.7. Границы морских льдов (по К. К. Маркову, из В. Ф. Захарова, В. Н. Малинина, 2000):

1 — в сентябре; 2 — в марте; 3 — 18 тыс. лет назад

Совокупную массу морских льдов СЛО называют полярной ледяной шапкой. До сокращения площади и толщины арктических льдов, которое регистрируется с 1970-х гг., и видимо протекает в ускоренном темпе, площадь многолетних льдов занимала 6,6 млн км<sup>2</sup> — около 80 % площади АБ. В 2010 г. эта площадь сократилась до 4,9, а в 2011 г. — до 4,6 млн км<sup>2</sup>, что считается рекордным отступлением льдов за последние 1450 лет.

Наиболее устойчивые двухлетние и многолетние льды составляют **ядро полярной шапки**. Его делят на Канадский массив, в котором льды движутся в антициклоническом круговороте, и на Приатлантический массив с циклоническим движением льдов. Граница между массивами проходит вдоль хребта Ломоносова. Массивы состоят из подвижных ледяных полей, открытая вода между которыми занимает зимой около 1 % поверхности, а летом около 4 %. Центр антициклонического круговорота находится около 77° с. ш., 150° з. д., его площадь занимает примерно половину площади АБ.

Оба массива, а также сибирские моря поставляют льды в Трансатлантический дрейф, направленный от Берингова пролива к проливу Фрама на расстояние около 3,3 тыс. км. Протяженность дрейфа льда за год около 2,5 тыс. км. В среднем

в Гренландское море Трансарктическим течением выносятся около  $1\,000\text{ км}^3$  льда в год — примерно 20 % льдов АБ.

Движение льдов (и поверхностных вод) хорошо согласуется с осредненными полями атмосферного давления. Оно подчиняется правилу «дрейф льда по изобарам» и оставляет справа от направления дрейфа высокое давление атмосферы.

Средняя толщина льдов АБ получена на основе теории колебаний ледяного покрова по данным измерения этих колебаний экспедициями на дрейфующих станциях. В 1970 г. она составляла около 3 м. С 1970 по 1990 г. эта толщина уменьшилась на несколько процентов (Нагурный и др., 2003). В дальнейшем уменьшение толщины льдов продолжается и для средней толщины арктических льдов используется оценка 2,3 м (А. В. Кислов, 2001). В 1990 г. льды толщиной более 5 м занимали 28 % всех льдов Арктики, а зимой 2010 г. их площадь составила 6 %, толщина самых крупных по площади ледяных полей снизилась до 2,2 м.

Пространственное распределение толщины льда исследовалось по его осадке в разные годы многочисленными экспедициями подводных лодок США (рис. 7.8). Для перевода осадки в толщину используется коэффициент 1,2.

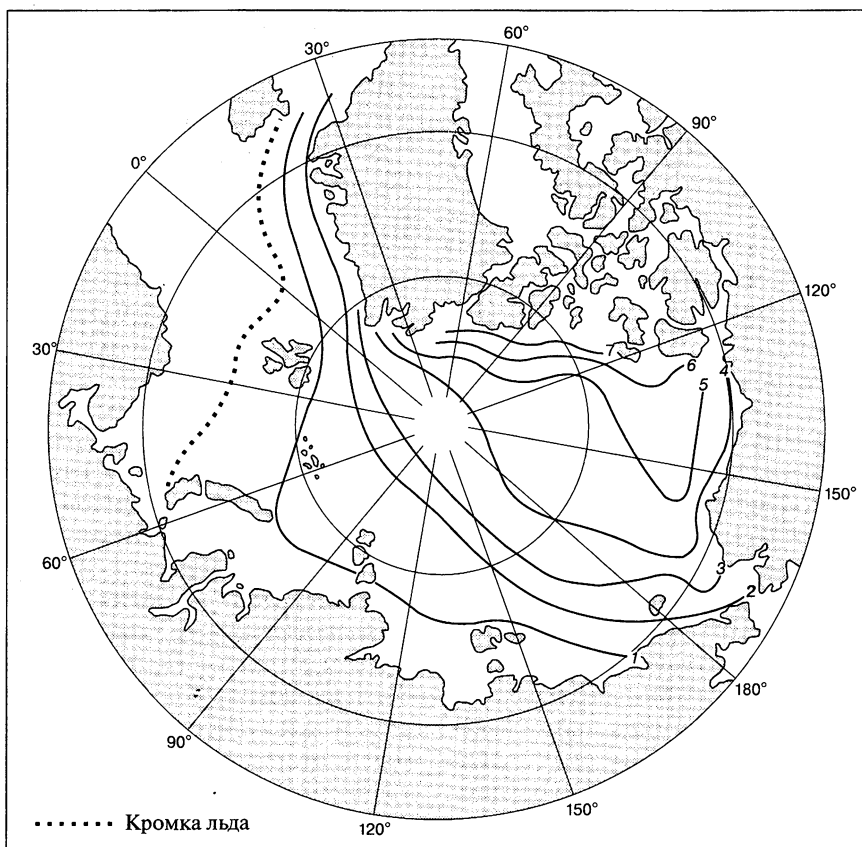


Рис. 7.8. Средняя осадка морских льдов (м) зимой по измерениям с подводных лодок (из В. Ф. Захарова, В. Н. Малинина, 2000):

1—7 — значения средней осадки

Средняя осадка льда возрастает по направлению от морей Сибири, где она меньше 1 м, к Канадскому архипелагу, где она больше 7 м. По другим данным, толщина припая бывает в этом районе больше 10 м, а торосов — 20—30 м (В. Н. Малинин, 1998). У Земли Гранта, занимающей северный берег покрытого ледниками о-ва Элсмир, расположен шельфовый ледник Уорд-Хант (Атлас Арктики, 1985). Толщина векового шельфового льда и многолетнего берегового припая может превышать 20 м, о чем свидетельствовала максимальная толщина дрейфующих ледяных островов. Эти мощные ледяные поля диаметром в десятки километров используются для дрейфующих научных станций и аэродромов. Считается, что до выхода в теплые воды они могут дрейфовать несколько десятков лет.

Зимний припай широко развит у мелководных и защищенных островами берегов Сибири. Он доходит от полуострова Таймыр до о-вов Северная Земля и охватывает Новосибирские о-ва. Припай устанавливается в октябре—ноябре, достигает типичной толщины 1,5 м и разрушается в июне—июле. Его распространению способствуют острова, изрезанность берега, распреснение верхнего слоя воды речным стоком и мелководье, на котором при глубине до 25 м оседают на грунт торосы.

Общая площадь акватории, занятой зимой льдами СЛО, и примыкающих морей, считая и льды вынесенные (главным образом вдоль берегов Северной Америки), а также разводья, занимающие 14 % этой площади, оценивалась, по спутниковым данным, в 15 млн км<sup>2</sup>, что не уступало площади самого океана (Tomczak, Godfrey, 1994). В марте арктические льды вступают в фазу разрушения, в июне процесс таяния охватывает все широты, включая полюс, где летом стаивает 10—20 см льда. Таяние ледяной поверхности может происходить и при небольших отрицательных температурах воздуха. Средняя многолетняя площадь, занятая льдами в летнее время, близка к 8 млн км<sup>2</sup>. Значительное пространство океана, примыкающее к берегам Европы, круглый год свободно от льда. Оно включает все Норвежское море, треть Баренцева и часть Гренландского морей. Вынос льдов сосредоточен в западной части Северо-Европейского бассейна, откуда ледяной поток доходит до южной оконечности Гренландии. Другой поток льда выносится из моря Баффина и достигает о-ва Ньюфаундленд — 49° с. ш.

Большое значение для теплоотдачи океана, нарастания льда, осолонения и охлаждения вод, а также для благополучия живых сообществ и поддержания судоходства имеют полыньи — зоны открытой воды, окруженные льдами. Особо следует выделить устойчивые заприпайные полыньи, обрамляющие неподвижный припай (рис. 7.9).

Протяженность зоны заприпайных полыней в морях Российской Арктики составляет около 6 тыс. км, ширина, считая открытую воду и молодой лед до 30 см, — около 50 км. Для большей части зоны повторяемость существования полыней в феврале — марте составляет 70—100 %. Полыньи существуют и в темное время года — в декабре и январе.

**Многолетняя устойчивость морского ледового покрова** СЛО представляет глобальную географическую проблему и зависит от остальных слагаемых природы океана.

Обилие веками накопленных вод речного стока — важное слагаемое природы арктических морских вод. Они занимают около 3 % площади Мирового океана и принимают около 10 % его речного стока (А. В. Кислов, 2001). Еще в XVIII в. М. В. Ломоносов пришел к выводу о том, что причина существования арктических льдов лежит в стоке сибирских рек. Справедливость этой связи совершенно

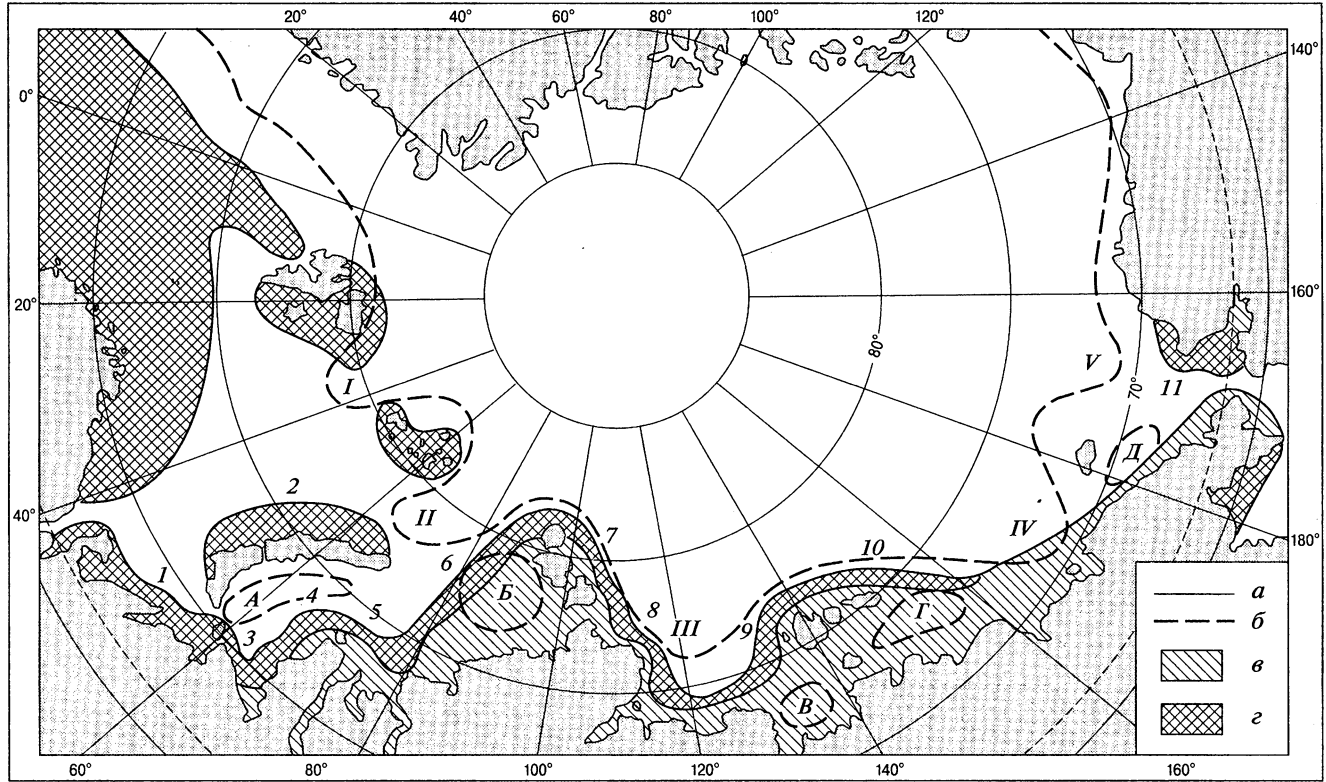


Рис. 7.9. Ледяной покров в Северном Ледовитом океане:

*a, б* — граница льдов (*a* — зимой, *б* — летом); *в* — припай; *г* — полыньи (1 — Печорская, 2 — Западно-Новоземельская, 3 — Амдерминская, 4 — Ямальская, 5 — Обь-Енисейская, 6 — Западно-Североземельская, 7 — Восточно-Североземельская, 8 — Таймырская, 9 — Ленская, 10 — Новосибирская, 11 — Аляскинская); I — V — отроги океанических ледяных массивов (Шпицбергенского, Карского, Таймырского, Айонского, Чукотского); А — Д — локальные ледяные массивы (Новоземельский, Североземельский, Янский, Новосибирский, Врангелевский)

соответствует современным взглядам. Но ее механизм основан на вертикальной структуре арктических вод, которая была открыта полярными экспедициями лишь в XX в.

Важное условие поддержания ледяного покрова СЛО состоит в том, что на небольшой глубине (25—75 м) под поверхностью воды происходит повышение солености, достаточное для того, чтобы остановить опускание охлаждающейся на поверхности воды, в глубь океана и тем самым ограничить объем теплопотерь, необходимых для начала образования льда. Морская вода (в отличие от пресной и солоноватой) достигает максимально возможной (при данной солености) плотности при температуре замерзания. Достигнув этой температуры, вода не замерзает мгновенно: сначала она должна потерять скрытую теплоту кристаллизации — энергию жидкого состояния. Этому мешает гравитационное погружение охлажденной воды, которое продолжается, пока температуры замерзания не достигнет вся вода от поверхности моря до глубины слоя повышенной солености или, при его отсутствии, до дна. Таким образом, существование тонкого распресненного (реками, осадками и талой водой) слоя *поверхностных арктических вод* — важнейшее условие ежегодного восстановления и многолетнего поддержания ледяного покрова в океане.

Мнения о времени возникновения устойчивого ледового покрова Арктического бассейна основываются на анализе геологических колонок грунта. А. С. Монин и Ю. А. Шишков (1979) по анализу колонок грунта, полученных с американских дрейфующих станций, сделали вывод: «Арктический бассейн замерз по крайней мере с середины плиоцена (4—5 млн лет назад. — В. Л.), и с тех пор его состояние было относительно устойчивым. Морские паковые льды покрывали его все время, происходили только колебания толщины ледового покрова» (С. 259).

Ледниковый покров Гренландии, ледники Исландии и Шпицбергена появились позднее — 3 млн лет назад. Одновременно происходило постепенное повышение горных систем (высота Альп увеличилась на 2 км, Гималаев — на 3 км) и общее охлаждение земной поверхности.

История существования ледяного покрова СЛО осложняется огромными изменениями уровня и границ океана, происходившими с середины плиоцена за счет трансгрессий и регрессий. Ход этих изменений изложен в работе И. Д. Данилова (Глобальные изменения природной среды, 2000). На рубеже миоцен — плиоцена (около 7 млн лет назад) произошло осушение шельфовой окраины Арктического океана и изоляция его центральной глубоководной области, превращение океана в Северный Полярный водоем. По анализу донных осадков, начиная с «не менее чем 5—6 млн лет назад» этот водоем был постоянно ледовитым. В плиоцен-плейстоценовой истории Арктического океана различаются две стадии: сначала трансгрессия и потом регрессия. Первая охватывает период от 3 до 0,8—0,7 млн лет назад. Уровень Мирового океана превысил современный на 25 м. Возникло обширное вторжение его вод в полярную область. Уровень Арктического океана поднялся, и следы этого остались в современном рельефе на высоте в 200—250 м. Океан залил Северо-Сибирскую равнину, и его фауна проникла в Байкал. Граница морских льдов несколько отступила к полюсу, освобождая Гренландское и Баренцево моря, а также берега морей Сибири. Потепление протекало неравномерно, сменяясь этапами охлаждения океана. Регрессивная стадия изменений уровня океана относительно суши наступила 0,7—0,8 млн лет назад и характеризуется общей тенденцией к поднятию арктической материковой окраины.



Около ста тысяч лет назад ледниковый покров ослабел, принял толщину, близкую современной, и стал пропускать свет. В осадках появилось изобилие известковых раковин фораминифер — зоопланктонов, связанных пищевой цепью с фитопланктоном и таким образом зависящих от фотосинтеза. Стало возможным существование диатомовых водорослей, широко представленных в современном океане не только в воде, но и в толще морского льда (И. А. Мельников, 1989).

Современному периоду океана посвящена модель автоколебаний ледового покрова (В. Ф. Захаров, В. Н. Малинин, 2000). Авторы строят функциональную схему событий, приведших к возникновению морского ледяного покрова в Арктике. Она начинается с дрейфа Антарктиды в приполюсную область, проходит через увеличение пресного баланса СЛО за счет возрастания теплового контраста экватор-полюс к формированию поверхностного распресненного слоя воды в океане и «появлению морских льдов в Арктическом бассейне около 0,7 млн лет назад». Морские льды вызывают похолодание, что влечет за собой уменьшение речного стока и площади льдов. Свое предположение о столь позднем времени появления морских льдов в Арктике авторы не обосновывают.

В ситуациях не только полярного, но более обширного замерзания океана вплоть до состояния ледяного шара (snowball — 2,3 и 0,8 и 0,6 млрд лет назад) могли участвовать весьма различные причины (Smith, Pickering, 2003).

## 7.7. Структура вод

В Арктическом бассейне структура вод состоит из четырех водных слоев. На поверхности расположен квазиоднородный перемешанный слой, имеющий в период таяния льда пониженную соленость 29,5 — 32,5 кг/т. Его среднемесячная температура колеблется от  $-1$  до  $-1,8^{\circ}\text{C}$ . Толщина зависит от района и времени года и в среднем близка к 50 м. Это *поверхностные арктические воды*. Под ними до глубины 200 — 250 м лежат *промежуточные арктические воды*. Их называют также зимними арктическими и к ним добавляют летние тихоокеанские. Соленость воды с глубиной растет до значений 33 — 34 кг/т на горизонтах 150 — 200 м, создавая галоклин с максимумом устойчивой плотностной стратификации на глубине 50 — 100 м. Устойчивая стратификация подавляет вертикальное перемешивание вод и тем самым защищает верхний слой от притока тепла *атлантических глубинных* вод. Поэтому промежуточный слой называют тепловым щитом, или тепловым экраном, атлантического слоя, который занимает средние глубины всего бассейна, имеет толщину 800 — 500 м и температуру в ядре от 3,5 до 0,4  $^{\circ}\text{C}$ , соленость 35,0 — 34,8 кг/т, температурный максимум лежит на глубине 150 м вблизи Шпицбергена и на глубине 500 м в Канадской котловине (рис. 7.10).

Теплые *атлантические воды* вливаются в АБ в восточной части пролива Фрама со скоростью 0,2 — 0,4 м/с. Они составляют верхнюю часть (от поверхности до 700 м) узкого (шириной около 100 км), но глубокого (от поверхности до дна 2 500 м) Западно-Шпицбергенского течения. На входе в АБ они быстро охлаждаются и их верхняя граница уходит под поверхность океана сначала на глубину 50 м и далее на 200 — 300 м. Движение атлантической воды образует циклоническую циркуляцию, идущую в основном вдоль материкового склона АБ со скоростью порядка 2 см/с, а частично по более коротким циклоническим траекториям. Между островами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля возможен дополнительный подток

атлантических вод объемом около 1 Св в АБ через неглубокое Баренцево море. Циркуляция атлантических вод завершается в западной части пролива Фрама, который служит главными воротами их поступления и выноса. Время кругового движения составляет вероятно 10 — 15 лет (рис. 7.11).

Теплый глубинный атлантический слой ограничен сверху и снизу температурой воды 0 °С. Глубже находится *арктическая донная вода* (АДВ). Ее потенциальная

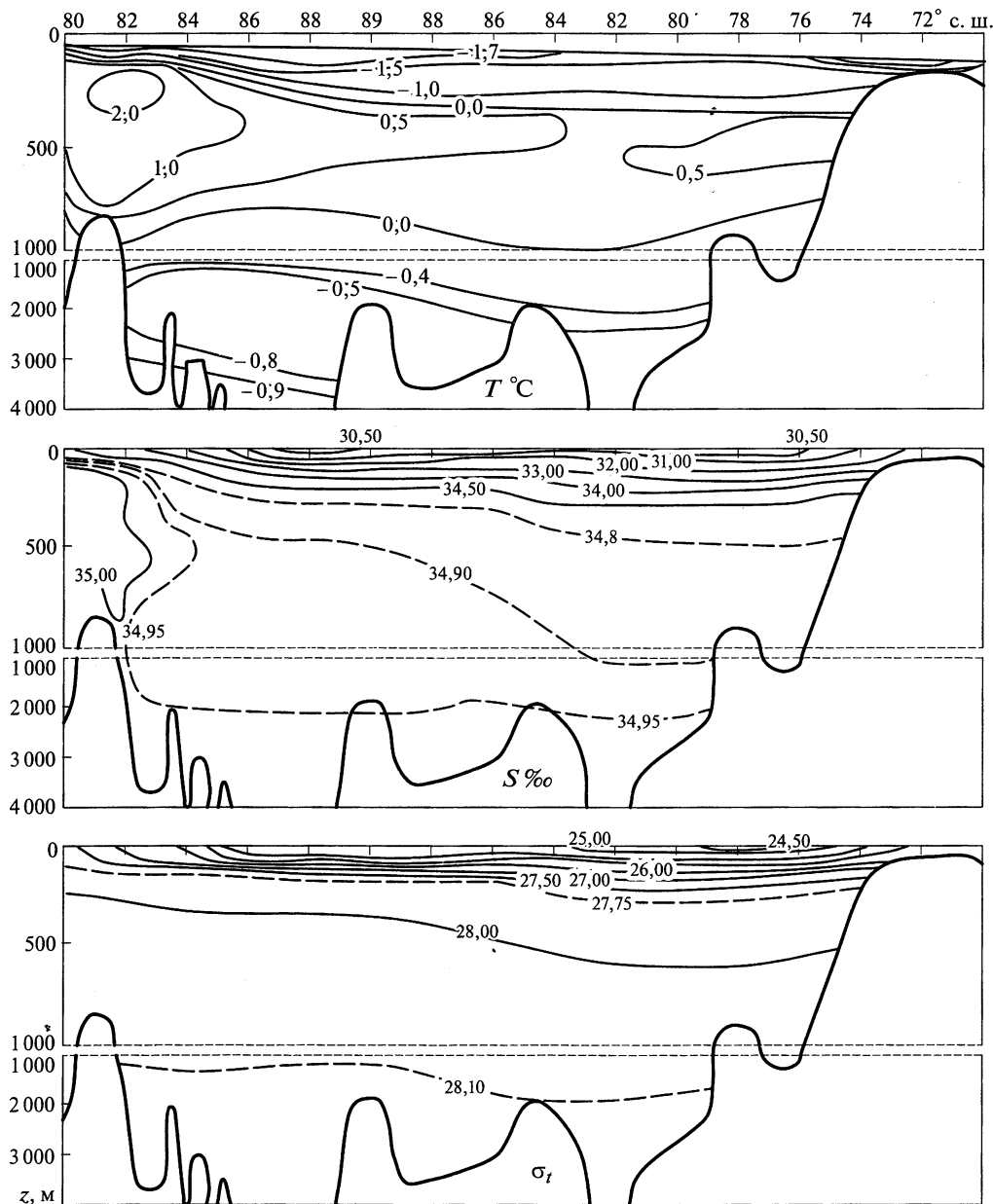


Рис. 7.10. Температура, соленость и плотность воды на разрезе через Арктический бассейн от Шпицбергена до Чукотского моря (из Ю. П. Доронина, 1986)

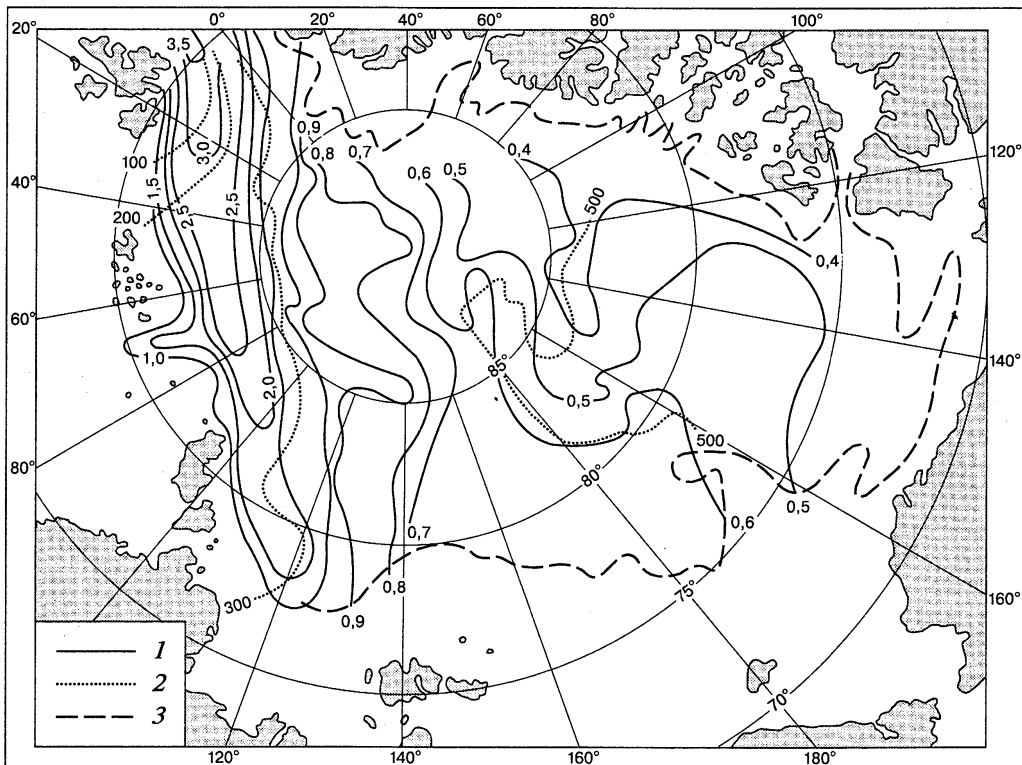


Рис. 7.11. Распределение максимальной температуры атлантических вод (по Трешникову и Баранову, ГМО. — С. 76):

1 — изотермы; 2 — изолинии глубины максимальной температуры; 3 — изобата 500 м

температура с глубиной падает в Евразийском бассейне от 0 до  $-0,96^{\circ}\text{C}$  при солёности 34,92 кг/т и в Канадском бассейне до  $-0,53^{\circ}\text{C}$  при солёности 34,95 кг/т. Основной источник этой воды в АБ (так же как и теплой атлантической воды) — пролив Фрама, а в нем — холодная глубинная часть Западно-Шпицбергенского течения. Другой (далеко не главный) источник — шельфовая вода морей Баренцева, Карского, Чукотского и других, которая при зимнем охлаждении и осолонении за счет образования льда местами может перемешиваясь стекать по долинам материкового склона.

Пути движения арктической донной воды в АБ не вполне изучены. Известно, что она не только втекает через пролив Фрама, но вытекает из него в глубоководной части Восточно-Гренландского течения. Очевидно, что ее проникновение в Американо-Азиатский суббассейн затруднено хребтом Ломоносова, имеющим среднюю высоту около 1500 м ниже уровня океана, и осуществляется через ограниченные проходы.

Известно, что в глубоководных котловинах Мирового океана втекающие придонные воды имеют тенденцию к циклонической циркуляции, управляемой силой Кориолиса. Содержание кислорода в АДВ сравнительно однородно, что связано с его слабым потреблением при низкой температуре и малой концентрации органического вещества.

Предполагается, что АДВ образуются в виде смеси из трех источников. Первый источник — погружение зимних вод в центральной части Гренландского моря дает основной вклад, вероятно, 70—80 % объема вод. Их температура существенно ниже  $-1,1^{\circ}$ . Процесс образования происходит следующим образом. Опускание вод на дно происходит в виде отдельных событий, явно связанных с прохождением штормовых систем. События длятся менее недели и ограничиваются районами протяженностью несколько километров. В каждом событии индивидуальные циклы охлаждения имеют еще меньшие временные и пространственные масштабы. В начале каждого цикла поверхностный слой сильно опреснен, и для начала погружения его вод требуется концентрация солей, которая достигается образованием льда и испарением при сильном ветре. Наконец, увеличение плотности позволяет преодолеть барьер из теплой, но соленой подстилающей воды. Происходит погружение, оно вызывает всплытие теплой воды и таяние льда. Этим завершается цикл. Таким образом, Гренландское море никогда не замерзает полностью, и образование донной воды происходит в относительно открытых водах. Другой источник АДВ находится на арктическом шельфе и оценивается в 0,1 Св. За счет образования льда в Баренцевом и Чукотском морях может создаваться вода соленостью больше 35 кг/т и температурой ниже  $-1,8^{\circ}\text{C}$ . Источником донной воды служат и фиорды Шпицбергена. В конечном счете донные воды АБ выносятся в нижней части Восточно-Гренландского течения, присоединяются к гренландским донным водам и получают окончательные характеристики в Норвежском море. Отсюда они частично уходят в АБ вместе с Западно-Шпицбергенским течением и частично в Атлантический океан через Гренландско-Шетландские пороги. Эта очень сложная схема изложена по Томчеку и Годфрею (1994). С ней согласуется блок-схема многослойной циркуляции вод в Арктическом бассейне по Е. Г. Никифорову и А. О. Шпайхеру (рис. 7.12).

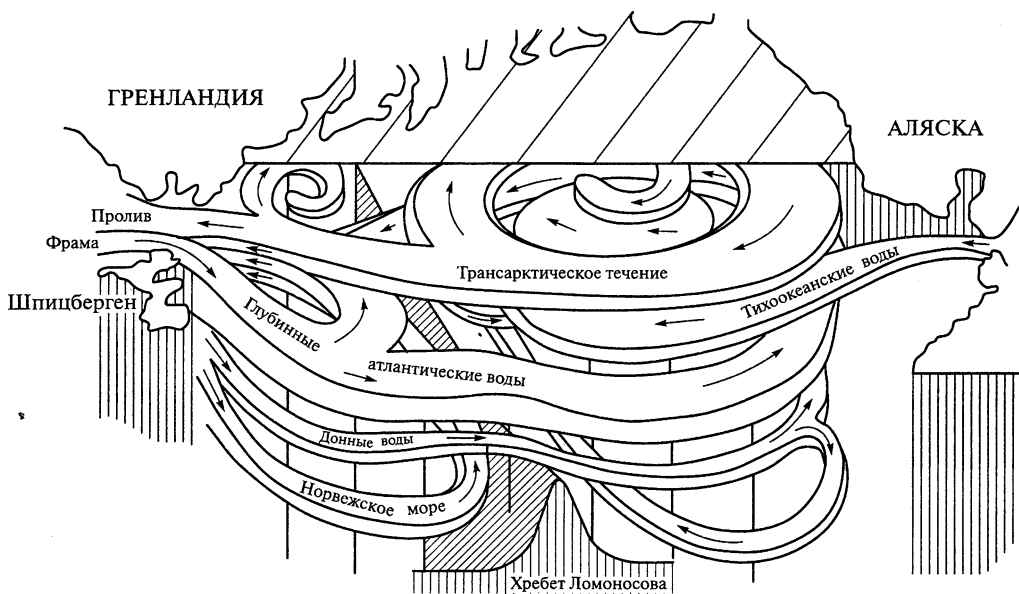


Рис. 7.12. Блок-схема циркуляции вод Арктического бассейна (по Е. Г. Никифорову и А. О. Шпайхеру, 1980)

## 7.8. Моря. Реки. Приливы

*Норвежское, Гренландское и Баренцево (и Белое) моря* — арены, где с разной силой разворачиваются процессы столкновения и бурного взаимодействия контрастных по свойствам водных и воздушных масс.

Интенсивное вторжение атлантических вод на север через Гренландско-Шетландские пороги в Норвежское и Гренландское моря и взаимодействие этих теплых и соленых потоков с холодным стоком из АБ приводит к образованию глубоких циклонических вихрей и резких температурных фронтов в воде и атмосфере, понижает атмосферное давление далеко вдоль евразийского побережья.

Норвежское море самое большое по объему и средней глубине ( $2\,325\text{ м}^3$ ,  $1\,735\text{ м}$ ) и второе после Баренцева по площади ( $1\,340\text{ км}^2$ ), самое теплое, бурное и облачное, отличается от остальных глубоких морей СЛО тем, что не имеет глубинного промежуточного слоя теплых вод — такие воды занимают верхнюю часть моря до дневной поверхности. Белое море отличается от остальных морей СЕБ тем, что лишено затока теплых атлантических вод.

В морях наиболее ярко выражены контрасты температуры и солености на поверхности СЛО (рис. 7.13, 7.14).

*Арктические моря Сибири (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское)* закрыты от отепляющего влияния атлантических вод о-вами Новая Земля. Температура воздуха зимой в них  $-20$  —  $30$  °С, случаются морозы до  $-60$  °С, летом температура несколько выше нуля. Ясные дни составляют зимой 50, летом 10 — 20 %. Лед держится 8 — 9 месяцев. Суровость климата возрастает к востоку, но смягчается в Чукотском море под воздействием Тихого океана.

Сибирские моря относятся к шельфовым окраинным морям и по преимуществу мелководны. Мелководье нарушается широким прогибом дна глубиной более  $2\,000\text{ м}$ , идущего из АБ в среднюю часть моря Лаптевых. В Карском море восточнее Земли Франца-Иосифа проходит к Новой Земле желоб Св. Анны. Его глубина у Новой Земли около  $400\text{ м}$  и у северного края  $600\text{ м}$ . В нем присутствуют теплые атлантические воды.

Сибирские реки поставляют в СЛО обильный сток сравнительно теплой воды, который способствует разрушению припая летом, но из-за опреснения ускоряет его становление осенью. В летнее время температура воды у берега может подниматься до  $10$  °С.

В Карское море впадают реки Обь и Енисей с расходами  $12,6 \cdot 10^3$  и  $19,6 \cdot 10^3\text{ м}^3/\text{с}$ , в море Лаптевых — реки Лена и Яна ( $16,4 \cdot 10^3$  и  $1,0 \cdot 10^3\text{ м}^3/\text{с}$ ), в Восточно-Сибирское море — Индигирка и Колыма ( $1,8 \cdot 10^3$  и  $3,8 \cdot 10^3\text{ м}^3/\text{с}$ ). Речные наносы выстилают и выравнивают морское дно, приносят большое количество органики. Для прибрежных вод характерен перенос к востоку.

*Арктические моря у берегов Америки (их тоже четыре)* разнородны. *Море Бофорта* — открытый, широкий, глубоководный залив Арктического бассейна. Его средняя глубина превышает среднюю глубину СЛО и составляет  $1\,536\text{ м}$ . Речной сток, отнесенный к площади моря, равен слою воды  $85\text{ см}$ . Главная впадающая река Маккензи имеет среднегодовой расход, близкий к расходу Оби, —  $11 \cdot 10^3\text{ м}^3/\text{с}$ . Море находится в области Канадского антициклона, что сказывается на циркуляции вод и климатических условиях: рекордно низкие зимние температуры (до средней января  $-36$  °С), умеренный ветер и осадки, минимальная облачность

(до 4 баллов зимой). На востоке заметно тепляющее воздействие Тихого океана. В этом наиболее удаленном районе на пути глубинных атлантических вод об их присутствии свидетельствуют температура от 0 до 1 °С и соленость 35 кг/т на глубинах от 200 до 700 м.

*Море Линкольна* — самое маленькое и мелкое из арктических морей, имеет форму открытого залива. Его средняя глубина 29 м, а площадь в два с лишним раза меньше Белого моря (38 и 90 тыс. км<sup>2</sup>). Море примыкает к северо-восточному

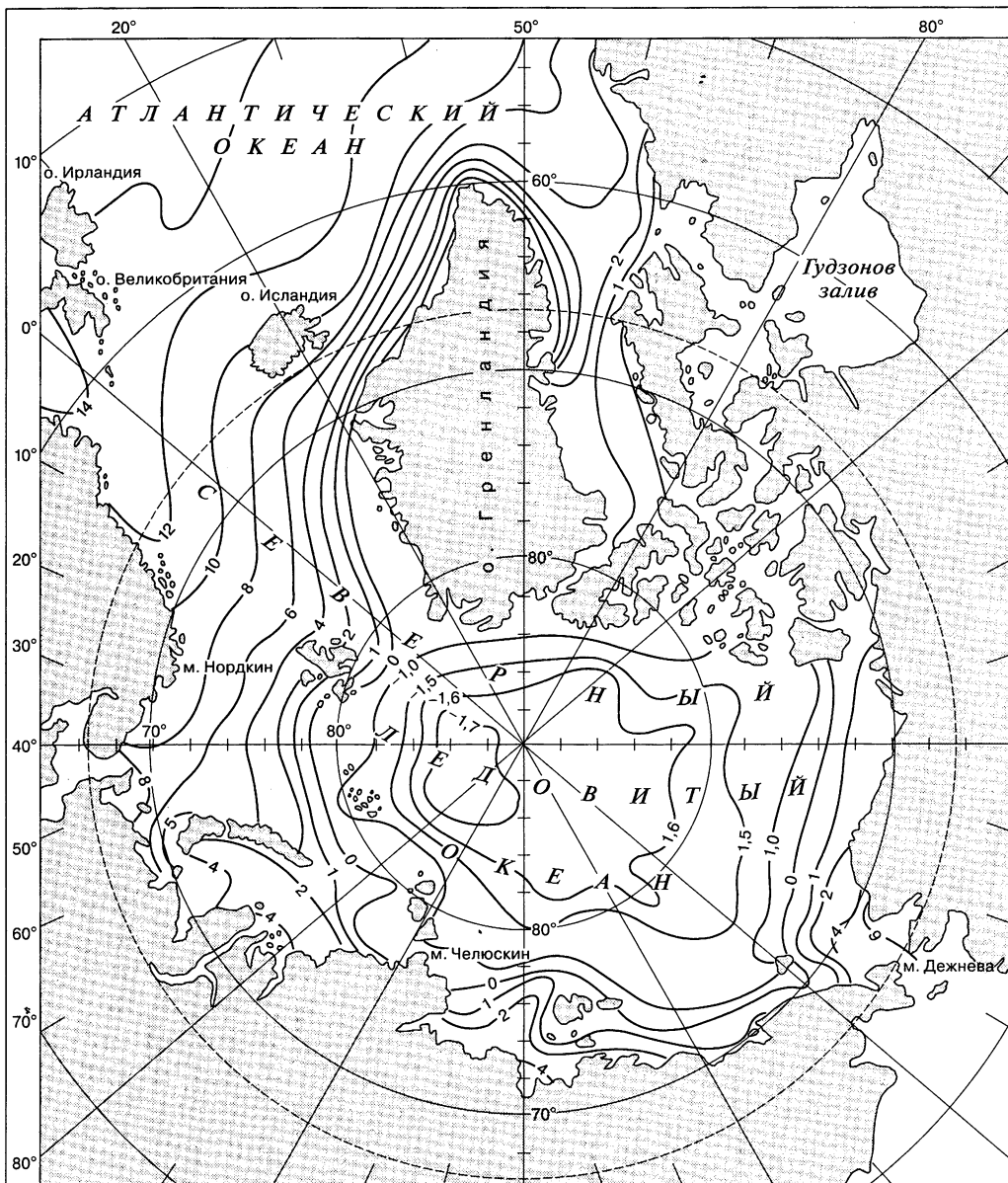


Рис. 7.13. Температура воды на поверхности Северного Ледовитого океана (А. Д. Добровольский, Б. С. Залогин, 1992)

берегу о-ва Элсмир и северо-западному берегу Гренландии, соединяется через проход вдоль берега Гренландии с морем Баффина. Берега скалистые фиордового типа с выходом ледников, в том числе ледника Гумбольта, самого крупного в Гренландии (протяженность вдоль берега около 100 км). Море имеет самый мощный в Арктике многолетний припай, толщиной в десятки метров, называемый сикозак. У о-ва Элсмир припай переходит в плавучий шельфовый ледник Урд-Хант, тянущийся от берега на 20 км и дающий начало дрейфующим ледяным островам.

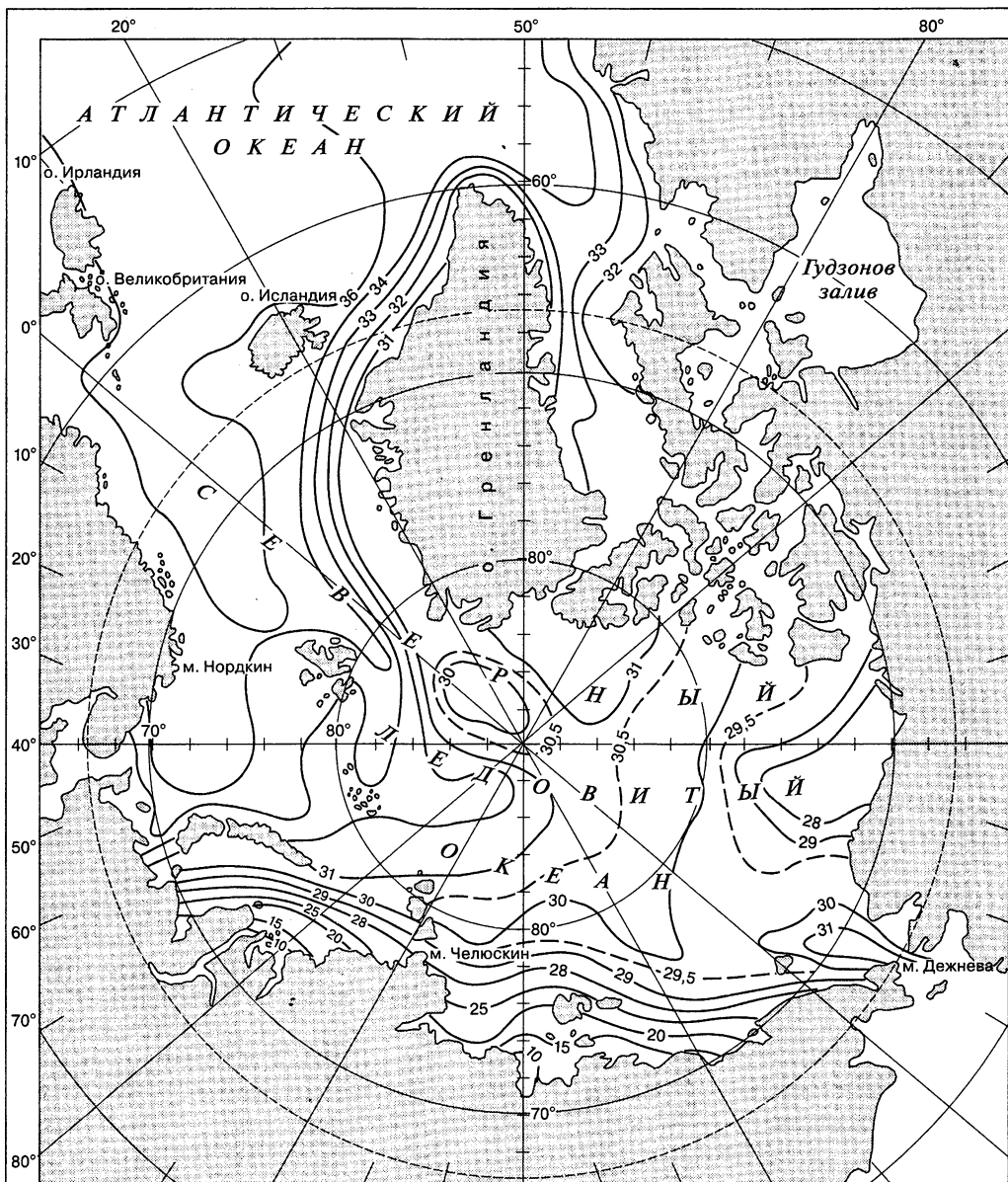


Рис. 7.14. Соленость воды на поверхности Северного Ледовитого океана (А.Д.Добровольский, Б.С.Залогин, 1992)

*Море Баффина*, омывающее восточный берег Гренландии, по форме напоминает залив. Дно его образует котловину с максимальной глубиной 2 414 м и отделено порогом глубиной 800 м в проливе Дэвиса. Оно играет роль ледового бункера, поставляющего морские льды и гренландские айсберги в Атлантический океан.

*Море Гудзонов залив* шестое по площади (848 тыс. км<sup>2</sup>) из 12 морей СЛО, имеет среднюю глубину 100 м и максимальную 257 м в центральной части. Это море не всегда упоминается в описаниях и даже в перечне морей океана. Причина — его название. Вместе с тем это по природным характеристикам типичное арктическое море, покрытое льдами с октября по июль. Растительность на большей части его берегов имеет тундровый характер. В его водах и льдах встречаются моржи, гренландские киты, тюлени и белые медведи. Средняя температура января в его северной и южной частях равна  $-31\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$ , августа —  $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$  и  $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Море служит источником охлаждения для окружающего пространства и выносит местные и принесенные из Арктического бассейна воды и льды в Атлантический океан через Гудзонов пролив, глубина которого возрастает в направлении Атлантического океана от 115 до 407 м. Восемь месяцев в году пролив покрыт льдами.

*Приливы* формируются главным образом приливной волной, приходящей из Атлантики. Они значительны в Северо-Европейском бассейне и имеют умеренные размеры в АМ, где преобладают колебания уровня в пределах одного метра. В узких заливах Норвежского и Баренцева морей приливы достигают 3 и 5 м, в горле и в Мезеньской губе Белого моря — 7 и 10 м (устье р. Мезень). Значительны приливы в бассейне Канадского арктического архипелага. В Гудзоновом заливе прилив достигает 5 м, Гудзоновом проливе — 12 м, в море Баффина — 7 м.

Приливные явления влияют на ледовую обстановку и условия мореплавания. Приливные колебания уровня снимают с мелей торосы, удерживающие припай на мелководьях, и вызывают его подвижки и образование трещин. Скорость приливных течений меняется с изменением глубины места — возрастает с падением глубины и падает с ее ростом. Это также влияет на становление и разрушение припая, создает полосы разряжения и сжатия дрейфующего льда, ведет к образованию гряд торосов, местами облегчает проход судов, местами угрожает их целостности.

## 7.9. Живой мир

Условия для развития жизни распределены в океане очень неравномерно. Биологически богатым является Северо-Европейский бассейн, особенно Норвежское и Гренландское моря и юго-западная часть Баренцева моря. Это один из главных районов промыслового лова в Мировом океане. В этих местах происходят столкновение и перемешивание теплых, соленых и богатых органикой атлантических вод с холодными арктическими водами. В их взаимодействии образуются водные структуры Полярного гидрологического фронта, возникают глубокие вихри, развивается вертикальная конвекция, вызванная охлаждением поступающих с юга вод, достигающая дна и выносящая в фотическую зону биогенные вещества. В весенне-летнее время (март—апрель у Исландии, июль у Шпицбергена) с удлинением светового дня происходит бурное нарастание массы фитопланктона со скоростью 250, 500 мгС/м<sup>2</sup> в сут и более. Масса диатомовых достигает концентрации 10 г/м<sup>2</sup>.



На этой кормовой базе развивается зоопланктон с преобладанием вислоногих рачков вида калянус и зуфаузиид, служащих кормом для рыб. Вислоногие ракообразные составляют главную массу зоопланктона, до 90 %. При этом господствует рачок калянус, которого знаменитый биолог моря Л. А. Зенкевич назвал хозяином в планктоне холодных морей и основным кормильцем планктоноядных животных — от медуз до китов.

В южных районах Норвежского моря нерестятся и в северных, включая Баренцево море, откармливаются атлантическая сельдь, треска и пикша. Скопления трески, приходящей на нерест к берегам Норвегии и Исландии, достигают многих десятков миллионов рыб. Помимо перечисленных к основным рыбам СФБ относятся морской окунь, камбала, мойва, семга и, в Белом море, навага — всего около 10 основных рыб.

С удалением от мест притока теплых атлантических вод мир морских обитателей беднеет численно и по видовому разнообразию. Некоторое обогащение экосистем происходит в Чукотском море и море Бофорта под воздействием притока тихоокеанских вод. Вспышки численности планктонов-фильтраторов радиолярий отмечаются в местах залива на шельф богатых аллохтонной (приносной) органикой атлантических промежуточных вод.

В арктических морях рыбы, ластоногие и китообразные добываются для нужд местного населения. Наибольшую ценность представляют лососевые сибирских рек — голец и нельма. Водятся омуль, ряпушка, хариус и пелядь, много наваги, сайки и полярной камбалы. Из морских млекопитающих обычные обитатели АМ дельфины-белухи и моржи. Жителями Чукотки ведется традиционный промысел синих китов. Забой проводится с маломерных моторных лодок ручными гарпунами. Квота ограничена.

## 7.10. Дно океана

Северный Ледовитый океан (СЛО) занимает особое место в системе Мирового океана и уникален по положению на Земле, климатическим условиям, специфике рельефа и геологических процессов.

Северный Ледовитый океан окружен континентами Северной Америки и Евразии и представляет собой межконтинентальный, или внутренний, бассейн в системе Мирового океана. Окружение континентальными окраинами и распределение глубин во многом объясняет специфику рельефа дна СЛО (цв. рис. VII, VIII, IX). Площадь его относительно невелика (14,75 млн км<sup>2</sup>) и составляет всего 4 % площади Мирового океана. Этот самый небольшой по площади океан характеризуется многочисленными комплексами разнопорядковых форм рельефа, сопряженных с континентальными окраинами.

Средние и максимальные глубины СЛО в 2—3 раза меньше, чем в Мировом океане. Более 50 % дна океана занято шельфом, в то время как в других океанах на долю шельфа приходится не более 10 % площади. В диапазоне глубин континентальной окраины сосредоточено более 80 % площади, а для других океанов этот показатель не превышает 30 %.

Преобладание батимального диапазона глубин при наличии поперечно-ориентированных континентальным окраинам хребтов и поднятий объясняет широкое распространение континентальных структур в СЛО, площадь которых

в 6—7 раз больше, чем в других океанах (Ю. Г. Киселев, 1986). В пределах абиссали не более 10 % площади СЛО занято котловинами. Абиссальные равнины СЛО расположены на глубинах от 3 800 до 4 300 м, между тем абиссальные равнины других океанов имеют глубины более 5 000 м.

Традиционно в рельефе СЛО выделяют шельф и два глубоководных бассейна — Норвежско-Гренландский и Арктический, разделенных проливом между Шпицбергом и Гренландией (Рельеф дна..., 1999).

Арктический бассейн занимает 1/3 площади СЛО, из которых 57 % относится к области батимальных глубин, тогда как в других океанах батимальные глубины распространены лишь на 14 % площади. Относительно небольшие размеры Арктического бассейна и его континентальное окружение во многом определяют особенности его морфологии, представляющей уникальные геоморфологические комплексы, поперечно ориентированные континентальным окраинам. Такого соотношения морфоструктур глубоководных бассейнов с континентальными окраинами нет в других районах Мирового океана.

По комплексу разнопорядковых форм рельефа в Арктическом бассейне выделяются два суббассейна — Евразийский и Амеразийский, граница между которыми проходит по хребту Ломоносова. Амеразийский «приподнят» на 500 м относительно Евразийского. Суббассейны различаются по морфологии и аномалиям магнитных полей (И. С. Грамберг, Г. Д. Нарышкин, 1999, 2001). Установлена корреляция рельефа с аномальным магнитным полем (АМП).

Евразийский суббассейн представляет собой типичную спрединговую структуру Мирового океана, в которой выделяются провинции срединно-океанического хребта Гаккеля и котловин Амундсена и Нансена. Рельеф дна суббассейна подчинен осесимметричному спредингу и характеризуется аналогичным типом АМП. Глубина котловины Нансена повсеместно на 200—500 м меньше глубины котловины Амундсена, что объясняется различием режима седиментации. Мощность осадочного чехла в котловинах увеличивается от хребта Ломоносова и Баренцево-Карской континентальной окраины в направлении хребта Гаккеля. Увеличение мощности осадков котловин происходит от Лаптевоморской континентальной окраины и континентальных окраин Гренландии и Шпицбергена в северном направлении.

Таким образом, фундамент котловин имеет вогнутый профиль с максимальными мощностями осадочного чехла в средней части котловин. Хребет Гаккеля является внутренним срединным хребтом Евразийского суббассейна и занимает приблизительно 30 % площади котловин, в то время как в других океанах это соотношение значительно меньше (Удинцев, 1987). Мощность осадочного чехла в котловинах значительно больше, чем в других океанах, и составляет 3—5 км. Хребет характеризуется низкими скоростями спрединга — от 0,4 до 1,4 см/год. Хребет Гаккеля в рельефе не соединяется с системой срединных хребтов Северо-Восточной Атлантики. Амеразийский суббассейн представлен блоками погруженного континента и наложенными на них депрессиями.

В Амеразийском суббассейне выделено две морфоструктурные провинции: хребтов и поднятий и Канадской котловины. Провинция хребтов и поднятий состоит из трех субпровинций: краевого поднятия (хр. Ломоносова); системы поднятий, состоящей из хр. Альфа; поднятий Менделеева, Чукотского, Нуртуинд, сопряженных со впадинами и Русской депрессией (впадины Подводников, Макарова и Безымянная), разделяющих первые две субпровинции. Все три субпровинции

морфологически связаны между собой и противоположащими континентальными окраинами и расположены на батиметрическом уровне глубин. Эти субпровинции по морфологическим признакам и батиметрии являются продолжением континентальных окраин. Блоки оседания и депрессии погружаются от континентов в северном направлении до границы Сибирско-Чукотского и Элсмирского континентальных выступов.

Материалы высокоточных отечественных гидрографических исследований позволили подробно изучить дно Арктического бассейна, а корреляция рельефа с физическими полями Земли — определить положение континентальной окраины и морфоструктурные особенности бассейна. Эти исследования в соответствии с требованиями Конвенции ООН по Морскому праву являются документальной основой для увеличения Россией площади юридического шельфа на 1 200 000 км<sup>2</sup>.

## 7.11. Берега

Основную часть времени года берега Северного Ледовитого океана не подвергаются воздействию волнения из-за большой продолжительности ледового покрова. Исключения касаются лишь берегов, расположенных в области влияния теплого течения Гольфстрим.

Важнейшим литодинамическим и морфогенетическим процессом береговой зоны Арктики является термическая абразия — разрушение мерзлых пород и льда, происходящее при термодинамическом действии волн, течений и прибоя (рис. X цв. вкл.). Необходимым условием наряду с действием волнения и течений для термической абразии является теплосодержание водной толщи в береговой зоне. Большое значение имеют и гидродинамические условия.

Уже первые наблюдения, проведенные на арктических берегах России в прошлом веке, привели к заключению о высоких скоростях отступления термоабразионных берегов. Максимальные современные скорости отступления термоабразионных берегов составляют десятки метров в год. Это дало основание некоторым исследователям экстраполировать для позднего голоцена скорости отступления лёссово-ледовых равнин северо-востока России в 40—50 м/год. Такая высокая скорость определяется большим содержанием льда (до 90 %) в составе отложений береговых обрывов.

Более тщательно оценивает средние значения скоростей термоабразии Ф. Э. Арэ (1980), обобщивший материалы, накопленные за последние полтора столетия. Эти материалы представляют собой несколько десятков цифр о скорости отступления термоабразионных берегов, причем ряд из них охватывает интервалы в десятки лет. Критический анализ этих материалов привел к заключению, что максимальная осредненная скорость отступления термоабразионных берегов за последние 100—150 лет равна примерно 10 м/год, а обоснованная рекордно высокая скорость отступления берегов составляет 55 м/год (о. Семеновский в 1944—1946 гг.). При этом отмечается, что наиболее высокие средние скорости отступления берегов (10 м/год) получены, как правило, лишь для отдельных лет и характеризуют разрушение небольших островов в открытом море и далеко выступающих мысов. Вместе с тем наиболее типичные средние скорости отступления материковых берегов и берегов больших островов составляют от 2 до 6 м/год.

Более поздние исследования, в том числе на стационарах (Васильев и др., 2001), привели к заключению об осредненной скорости абразии 1,7 м/год за период в 21 год, причем устанавливается цикличность процесса с периодом около 20 лет.

Сравнение скоростей термоабразии за безледный период со скоростями отступления обычных абразионных берегов указывает, что термоабразионные берега отступают в 3—4 раза быстрее обычных абразионных. Вместе с тем экстремально большие скорости термоабразии, значительно превышающие 10 м/год, не наблюдаются в течение последних 30 лет.

Относительно постоянные условия развития термоабразии за последние 5 000 лет привели к размыву 10—30 км суши, и эта величина могла достигать 50 км. Термическое воздействие на мерзлые грунты на глубинах более 20 м невозможно, поскольку температура воды здесь практически всегда отрицательна. С этой глубиной, по-видимому, совпадает и нижняя граница береговой зоны.

За признаки термокарстовых явлений на глубинах, превышающих 20 м, ошибочно приняты борозды, формируемые на дне дрейфующими ледяными массивами. К настоящему времени получено большое число убедительных доказательств выпахивающей роли дрейфующих льдов, в том числе и с помощью гидролокаторов бокового обзора.

К изложенному следует добавить, что во многих случаях маршруты движения дрейфующих льдов в соответствии с направлением течений следуют вдоль берега.

В азиатских арктических морях глубина 20 м удалена от берега на расстояние до 150 км. Если исходить из предположения, что причиной этого является термоабразия, то средняя скорость отступления берегов за последние 5 000 лет составляла 30 м/год. Эта величина маловероятна и представляется преувеличенной.

Наибольшая скорость термической абразии характерна для участков береговой зоны с высоким поступлением тепла. Кроме солнечной инсоляции в короткое лето важнейшим источником тепла в береговой зоне арктических морей является сток рек.

Из-за более раннего вскрытия ледового покрова рек их сток во время половодья часто осуществляется по поверхности морского льда. Такое явление отмечено для северной Аляски, где полые воды распространяются на расстояние до 14 км от устьев (Reimnitz et al., 1974). Низвергаясь в трещины льда, речные воды образуют вихревые течения, размывающие округлые депрессии до 20 м в диаметре с максимальным врезом до 4 м. Эти депрессии встречаются обычно на глубинах до 10 м и плотность их распространения в районах устьев рек достигает 25 на 1 км профиля.

Важнейшей особенностью термической абразии является ограниченное поступление обломочного материала в береговую зону вследствие высокой льдистости мерзлых грунтов. По этой причине термоабразионные берега испытывают постоянный дефицит наносов.

Казалось бы, при резком общем дефиците наносов твердый сток крупнейших рек должен был обеспечить быстрое нарастание дельт. Действительно, во многих случаях сама морфология дельт, например, Лены или Яны свидетельствует как будто об их выдвигении. Однако, как показывает геоморфологический анализ (В. Н. Коротаев, 2012), за последние 50 лет устьевые бары основных рукавов дельт рек Лены, Яны, Индигирки, сосредоточивающие до 60 % суммарного твердого стока этих рек, практически не выдвинулись в море. Из их стабильности следует,

что дельты побережья Северного Ледовитого океана и их устьевые бары находятся в стадии, близкой к динамическому равновесию: приход терригенного материала с речным стоком равен количеству наносов, вовлекаемых в стоковые течения или вдольбереговые потоки наносов.

В пределах арктических берегов США, длина которых составляет более 2 155 км (Hartwell, 1973), выделяется четыре различных типа берегов.

1. Абразионно-денудационные берега, слабо измененные морем. Их длина 191,9 км, или 8,9 % общей длины.

2. Дельтовые берега длиной 429,2 км, или 19,9 % от общей длины. В устьях рек Колвилл, Икпикпук, Мид, Утукок отлагается до 50—70 % твердого стока. В лагунах между м. Принца Уэльского и м. Эспенберга, между р. Колвилл и канадской границей скорости осадконакопления достигают 0,2—2,0 мм/год. Большая скорость осадконакопления характерна для устья р. Хортон в заливе Амундсена. За период около 200 лет площадь речной дельты увеличилась на 30 км<sup>2</sup>, а мощность дельтовых отложений составила 4—6 м.

3. Абразионные берега, длина которых достигает 807,6 км, или 37,5 % от общей. Они представлены клифами, которые выработаны в многолетнемерзлых породах и рыхлых песчано-глинистых отложениях равнин. Скорости абразии составляют 1—2 м/год, местами 3—4 м/год.

4. Длина аккумулятивных берегов — 726,9 км, или 33,7 % от общей. Современная аккумуляция преобладает в основном в заливах и бухтах. Местами берег нарастает на 2—4 м/год. Однако некоторые участки морского края аккумулятивных форм отстают. Особенно быстро они смещаются во время сильных штормов. Так, в октябре 1963 г. в районе м. Барроу прошел ураган со скоростью ветра 30—35 м/с, уровень моря поднялся на 3,35—3,65 м над ординаром. Берег отступил на 10—15 м, местами на 30—40 м за несколько часов. Продукты размыва обеспечили нарастание смежных аккумулятивных форм в течение нескольких лет, особенно к востоку от м. Барроу.

Первые два типа берегов относятся к первичным, вторые два — к вторичным, выработанным в основном волновыми процессами (Hartwell, 1973). Среди них имеются различия по высоте: а) низкие берега высотой не более 2 м, занимающие 568 км, или 26 % от общей длины; б) умеренные по высоте (от 2 до 5 м) занимают 939 км, или 44 %; в) высокие (от 5 до 8 м) распространены вдоль 341 км, или 16 %; г) очень высокие (более 8 м) занимают 226 км, или 10 %.

В соответствии с ветроволновым режимом вдоль арктических берегов Аляски распространены потоки наносов, мощность которых составляет от нескольких десятков тыс. м<sup>3</sup>/год до 100—150 тыс. м<sup>3</sup>/год (Short and oth., 1975). По данным сопоставления аэрофотоснимков 1950 и 1987 гг., средняя скорость смещения подводных валов к западу достигает 70 м/год, а барьерных островов — от 6 до 25 м/год. Происходит отступление наветренных и нарастание подветренных оконечностей форм.

Характерной чертой является динамическое воздействие льда на берега Аляски. Прежде всего, он влияет на пляжи, а также и на подводный склон, испытывающий ледовое выпахивание. Его следы встречаются глубже 20 м.

Флотация льда приводит к выносу осадочного материала из береговой зоны. Ширина припая, обогащенного наносами, в морях Бофорта, Чукотском и Беринговом может достигать 10—20 км, но наиболее часто повышенное содержание отмечается в полосе до 500 м от берега. Пелитовые фракции преобладают в припо-

верхностной части ледовой толщи, наиболее грубый материал включен в ее нижнюю часть. Вне пределов устьевых областей рек концентрация наносов составляет первые килограммы в  $1 \text{ м}^3$  льда, а возле устьев — на 1—2 порядка больше.

Аккумулятивные формы рельефа развиты наиболее выразительно на берегах морей Бофорта и Чукотского. В море Бофорта отмечается несколько аккумулятивных дуг (Shepard, Wanless, 1971), подобно дугам атлантического побережья США. Фрагментарные сведения свидетельствуют об их отступании. Так, гравийная коса м. Барроу имеет возраст, вероятно, не более 4 тыс. лет, а северо-восточная часть ее моложе — 2 тыс. лет. Вместе с тем берег в дистальной части мыса отступил почти на 600 м с 1826 г, и размыв происходил со скоростью 3 м/год от 1945 до 1961 г. Характерно, что аккумулятивные формы рельефа наиболее развиты на берегах морей с относительно продолжительным ледовым покровом, что находится в соответствии с малым динамическим возрастом береговых зон этих районов.

Слабое поступление наносов на арктические берега из внешних источников, а также уменьшение возможностей для поступления наносов с подводного склона на пляж приводят к быстрой реакции берегов на искусственные изъятия наносов. Так, значительными разрушениями берегов и их отступанием сопровождалось изъятие песков и галечника для нужд строительства в районе м. Барроу на Аляске. Сравнение аэрофотосъемок за период 1948—1969 гг. привело к заключению, что отступление берега было наиболее интенсивным при действии западных штормов и достигало 3—4 м/год.

Береговые процессы в арктических морях обладают рядом специфических черт. Низкие температуры воздуха и продолжительное отсутствие солнечной радиации приводят к длительной консервации берегов морскими льдами и способствуют развитию многолетнемерзлых пород. Время действия активных берегоформирующих факторов — волнения, течений и наиболее значительных колебаний уровня моря арктических морей — в существенной степени зависит от ледового режима моря. Поэтому важно учесть продолжительность динамически активного периода открытой воды, когда кромка льда расположена на значительном удалении от берега, что обеспечивает достаточный разгон для ветровых волн. Продолжительность этого периода неодинакова для морей Арктики. Она изменяется от 50—100 % длительности года в морях западной Арктики до 10—20 % в морях восточной Арктики (В. Г. Сафьянов, 1978).

Анализ карты типов арктических берегов России в масштабе 1 : 5 000 000 и проведенные по ней количественные измерения длины берегов каждого типа позволили дать характеристику берегов арктических морей и получить обобщенные данные о распространенности их типов на всем арктическом побережье России (Г. А. Сафьянов и др., 2012). На побережьях арктических морей представлены разнообразные типы берегов. При этом их «набор» на материковом и островном побережьях существенно различается (табл. 7.1, 7.2).

На материковом побережье распространение всех типов берегов примерно равнозначно, но с некоторым перевесом песчано-илистых осушенных (17,3 %), термоабразионных (15 %) и неизмененных морем (14,8 %). Преобладание первых из них (особенно в Восточно-Сибирском море) связано со значительной отмелью прибрежной зоны шельфовых морей и обилием рыхлого материала на подводном склоне. Размыв прибрежной аллювиально-морской равнины, отложения которой скованы вечной мерзлотой, обеспечивает широкое развитие термоабразионных процессов и создаваемых ими берегов, а наличие береговых уступов, сложенных

Таблица 7.1. Материковое побережье Российской Арктики

Море	Протяженность типа берега, км										Всего
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Баренцево	890	—	340	50	480	20	150	420	500	115	3 000
Белое	1 100	80	710	300	40	135	260	60	450	80	3 215
Карское	985	—	260	70	1 165	1 385	630	195	705	630	6 025
Лаптевых	65	110	485	180	540	530	355	260	660	695	3 880
Восточно-Сибирское	—	105	150	60	690	175	145	105	1 100	615	3 145
Чукотское	—	80	125	—	165	150	—	640	140	—	1 300
Всего	3 040	375	2 070	660	3 080	2 395	1 540	1 680	3 555	2 170	20 565
Проценты	14,8	1,8	10,1	3,2	15,0	11,6	7,5	8,2	17,3	10,5	100

*Примечание.* Здесь и далее в таблицах даны типы берегов: 1 — неизменные морем, 2 — абразионно-денудационные, 3 — абразионные, 4 — абразионные отмершие, 5 — термоабразионные, 6 — абразионно-аккумулятивные, 7 — аккумулятивные пляжевые, 8 — аккумулятивные лагунные, 9 — аккумулятивные осушные, 10 — дельтовые.

Таблица 7.2. **Побережье островов Российской Арктики**

Море	Протяженность типа берега, км										Всего
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Баренцево	1 750	440	300	450	2 560	170	120	140	—	—	5 930
Белое	50	—	70	—	—	—	—	—	—	—	120
Карское	1 320	65	325	105	725	440	560	225	—	—	3 765
Лаптевых	415	120	255	—	400	290	195	180	165	—	2 020
Восточно-Сибирское	—	100	295	20	580	160	505	20	255	10	1 945
Чукотское	—	50	70	20	45	—	20	200	—	—	405
Всего	3 535	775	1 315	595	4 310	1 060	1 400	765	420	10	14 185
Проценты	24,8	5,5	9,3	4,2	30,4	7,5	9,8	5,4	3,0	0,1	100



прочными коренными породами, обуславливает присутствие неизменных и слабо измененных морем берегов.

На побережье островов два последних фактора (размыв мерзлых толщ и наличие в береговых уступах прочных коренных пород) проявляются наиболее ярко, что приводит к резкому преобладанию здесь термоабразионных (30,4 %) и неизменных морем берегов (24,8 %). Из остальных типов берегов на островах выделяются аккумулятивные пляжевые (9,8 %) и абразионные (9,3 %) берега, что свидетельствует об активном воздействии морского волнения. Характерно практически полное отсутствие осушенных берегов в связи с относительно более приглубым подводным склоном островов.

В целом, для арктического побережья наиболее характерны термоабразионные берега (более 21 %) и берега, слабо обработанные морем (около 19 %). Вдвое меньшее развитие имеют аккумулятивные осушенные (11,4 %), абразионные (9,7 %) и аккумулятивные пляжевые (8,5 %) берега. Если суммировать все виды абразионных (абразионно-денудационные, абразионные, термоабразионные) и все виды аккумулятивных (пляжевые, лагунные, осушенные) берегов, то очевидно преобладание на арктическом побережье процессов размыва (около 38 % длины общей береговой линии, по сравнению с 27 % аккумулятивных). Этот вывод особенно характерен для островных побережий, где берега размыва составляют около половины длины островной береговой линии (49,4 % по сравнению с аккумулятивными 18,2 %). На материковом побережье представительство всех видов абразионных (около 30 %) и аккумулятивных (33 %) берегов примерно равное, но с учетом дельт доля аккумулятивных берегов возрастает до 43 %.

Проведенный региональный анализ позволяет судить о распределении каждого типа берега по отдельным арктическим морям (табл. 7.3, 7.4; рис. XI цв. вкл.).

Российские берега Северного Ледовитого океана составляют 7,5 % общего периметра побережий Мирового океана. Для выявления специфики распределения типов берегов в полярных областях полезно провести сравнение с распределением типов берегов Мирового океана в целом. Это сравнение базировалось на результатах проведенной ранее работы по оценке типов берегов мира (О. К. Леонтьев и др., 1979; С. А. Лукьянова, Н. А. Холодилин, 1975). Ввиду того, что номенклатура типов берегов Мирового океана и российских арктических берегов несколько различается, она была определенным образом нормирована, чтобы обеспечить сравнимость региональных результатов. В итоге получен индекс развития типов берегов Российской Арктики в сравнении с берегами Мирового океана, представляющий собой отношение длин типов берегов этих двух объектов (табл. 7.5).

Анализ данных таблицы показывает существенную специфику арктических берегов. Прежде всего, выявляется некоторое «недоразвитие» берегов неизменных морем (1) на материковом побережье, тогда как на островных берегах они распространены гораздо шире «мировой нормы». Распространение абразионно-денудационных берегов (2) в целом близко к «норме», однако для материкового побережья характерно их недоразвитие, а на островных побережьях отмечен их избыток.

Существенно шире в Арктике развиты абразионные берега вместе с термоабразионными (3 + 5), особенно на островах, где их на 78 % больше, чем в среднем по Мировому океану, что отражает обилие термоабразионных берегов. Более чем в 4 раза на материковых и почти в 6 раз больше на островных побережьях развиты в Арктике берега с отмершим клифом, что свидетельствует о связи рас-

**Таблица 7.3. Общая протяженность различных типов берегов арктического побережья России**

Побережье	Протяженность типов берегов, км										Всего
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Материковое	3 040	375	2 070	660	3 080	2 395	1 540	1 680	3 555	2 170	20 565
Островное	3 535	775	1 315	595	4 310	1 060	1 400	765	420	10	14 185
Сумма	6 575	1 150	3 385	1 255	7 390	3 455	2 940	2 445	3 975	2 180	34 750
Проценты	18,9	3,3	9,7	3,6	21,3	10,0	8,5	7,0	11,4	6,3	100

**Таблица 7.4. Распространенность типов берегов материкового побережья по отдельным морям Российской Арктики**

Типы берегов	Моря, %					
	Баренцево	Белое	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское
1	29,3	36,2	32,4	2,1	0	0
2	0	21,3	0	29,4	28,0	21,3
3	16,4	34,3	12,6	23,4	7,2	6,1
4	7,6	45,4	10,6	27,3	9,1	0
5	15,6	1,3	37,8	17,5	22,4	5,4
6	0,8	5,6	57,8	22,2	7,3	6,3
7	9,7	16,9	40,9	23,1	9,4	0
8	25,0	3,6	11,6	15,4	6,3	38,1
9	14,1	12,7	19,8	18,6	30,9	3,9
10	6,9	3,8	29,0	32,0	28,3	0

**Таблица 7.5. Индекс развития типов берегов Российской Арктики по отношению к берегам Мирового океана**

Провинции	Типы берегов					
	1	2	3+5	4	6	7+8+9+10
Материковые берега	0,67	0,53	1,13	4,44	0,54	1,45
Островные берега	1,13	1,61	1,78	5,8	0,35	0,61
Сумма материковых и островных берегов	0,86	0,96	1,39	5,0	0,46	1,11

пространности этих берегов с проявлением гляциоизостатического поднятия прибрежных территорий.

Абразионно-аккумулятивный тип (6) мало характерен для Арктики. Его в 2 раза меньше среди материковых берегов и в 3 раза меньше среди островных.

В среднем выше «мировой нормы» распространены аккумулятивные берега (7—10), однако гораздо шире они представлены на материковом побережье, тогда как на островах аккумулятивных берегов на 40 % меньше, чем в Мировом океане. Таким образом, на материковых берегах решительно преобладает абразия, хотя максимум ее смещается на островные побережья. Аккумуляция ярко проявляется на материковом побережье, но дефицитна — на островных берегах.

В условиях грядущего потепления климата, которое особенно сильно коснется арктических областей, развитие абразионных процессов и берегов соответствующего типа несомненно расширится как за счет повышения температур воздуха и воды, так и при усилении штормовой активности морей. Усиление штормовой активности арктических морей вполне реально в связи с увеличением длины разгона волн. В частности, средняя толщина арктических паковых льдов уменьшилась с 3,12 м в 1960-х гг. до 1,8 м в 1990-х гг. С ноября 1978 г. по декабрь 1996 г. зафиксировано сокращение площади распространения сезонных морских льдов со средней скоростью 2,8 % за 10 лет (рис. XII цв. вкл.). Особенно это коснется термоабразионных берегов, скорости размыва и отступления которых заметно возрастут, а на островах они станут рекордными.

Весьма вероятно расширение в будущем распространенности лагунных берегов на побережьях с малыми уклонами подводного склона.

Напротив, похолодание климата неизбежно приведет к затуханию процессов абразии, в особенности для берегов Восточной Арктики, и к замиранию динамических процессов в целом на берегах Северного Ледовитого океана, а также, вероятно, к существенному увеличению распространенности абразионных отмерших берегов. При таких климатических тенденциях возможно значительное расширение дельтовых берегов в устьевых регионах крупнейших рек, впадающих в океан.

## 7.12. Полезные ископаемые

Дно и берега Северного Ледовитого океана богаты полезными ископаемыми. Наибольшее значение среди них имеют месторождения углеводородного сырья и твердых полезных ископаемых, сосредоточенных преимущественно в береговой зоне и в пределах континентальной окраины.

Мировой опыт нефтегазопроисковых работ показывает, что в случае прибрежно-шельфового бассейна; если доказана промышленная нефтегазоносность сухопутной части, то еще более продуктивным будет и субаквальное продолжение бассейна.

Значительные площади акваторий и прибрежных территорий перспективны на газ. Преимущественно нефтеносны Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция (НГП) и перспективная Северо-Карская нефтегазоносная область (НГО), где нефтеносность связана, главным образом, с палеозойскими терригенно-карбонатными комплексами. Нефтегазоносными являются Лаптевская и Северо-Лаптевская перспективная нефтегазоносная область (ПНГО),

Восточно-Арктическая НГП, НГО дельты Маккензи — моря Бофорта, НГО Свердруп, Иннуитско-Чукотская ПНГП и Восточно-Гренландская ПНГО. Намечается связь нефтеносности с провинциями и областями, где в разрезе присутствуют достаточно мощные терригенно-карбонатные отложения палеозоя. Обычно они соответствуют древним платформам.

Исходя из площади и объема осадочного чехла, можно предполагать (Граumberг и др., 2000), что наибольшим нефтегазоносным потенциалом обладают самые крупные провинции СЛО: Баренцевская, Западно-Сибирская, Восточно-Арктическая и Иннуитско-Чукотская. В этих же провинциях наиболее вероятно наличие месторождений-гигантов. Теоретический прогноз подтвержден открытиями газоконденсатных гигантов Штокманского и Ледового (Баренцево море), Русановского и Ленинградского в Карском море, а также многочисленных гигантских месторождений на полуостровах Ямал и Гыдан; газонефтяных гигантов Прадхо-Бей и Купарук в восточной части Восточно-Арктической НГП. Открытие этих месторождений свидетельствует о том, что по своим углеводородным ресурсам перечисленные провинции действительно превосходят все остальные в системе СЛО.

Извлекаемые ресурсы углеводородов арктического шельфа составляют десятки миллиардов тонн (в пересчете на нефть). Однако огромные перспективные площади акватории СЛО, которые входят в пределы шельфово-глубоководных и собственно глубоководных осадочных бассейнов, расположены на глубинах более 200 м.

Доля общих ресурсов углеводородов Мирового океана, которая приходится на отдельные морфоструктурные элементы дна океана — шельф, континентальный склон, континентальное подножие, малые океанические бассейны, желоба, — определяется экспертным путем: шельф — 60 %, склон — 20 %, подножие — 4 %, малые океанические бассейны — около 15 %, желоба и хребты — около 1 %.

На суше более 80 % мировых запасов нефти сосредоточено в пределах осадочных бассейнов. На шельфе около 42 % общей площади расположено вне осадочных бассейнов и не обладает перспективами. Рентабельные для освоения запасы углеводородов содержат лишь около 20 % общей площади шельфа, причем из них высокорентабельны лишь 4 %, 16 % — менее рентабельны. Подобной неравномерностью должно характеризоваться распределение нефти и газа и в глубоководных зонах Мирового океана. Доля перспективных земель на континентальном склоне и в малых океанических бассейнах определена в 15 %, а на континентальном подножии и в желобах — в 10 %.

Отметим, что принятые доли перспективных площадей, с учетом повсеместного распространения мощного осадочного чехла в СЛО, безусловно, занижены.

Извлекаемые ресурсы углеводородов (в пересчете на нефть) для СЛО составляют: по шельфу — 99,47 млрд т (в том числе рентабельных ресурсов 34,3 млрд т); по континентальному склону — 12,55 млрд т; по континентальному подножию и ложу — 1,06 млрд т или суммарно по всем морфоструктурным элементам СЛО более 113 млрд т.

Приведенные цифры, при всей их приближенности, позволяют сделать два вывода (И. С. Граumberг и др., 2000):

1. Арктический осадочный супербассейн, охватывающий всю совокупность осадочных бассейнов седиментационной системы СЛО, представляет собой уникальный по ресурсам нефтегазоносный супербассейн.

2. Даже при жестких параметрах оценки нефтегазовый потенциал глубоко-водных зон, являющихся неотъемлемым элементом осадочных бассейнов СЛО, составляет более 13 млрд т извлекаемых ресурсов нефти и газа.

Одним из важнейших полезных ископаемых дна СЛО прежде всего в пределах шельфа являются кристаллогидраты газа, в основном метана. В арктической области их происхождение связано с миграцией газа в насыщенных водой породах и его переходом в кристаллическое состояние в условиях высокого давления и низких температур постоянно-мерзлых пород. Газогидраты в условиях арктического шельфа могут являться цементирующим веществом и играть роль ловушки для скоплений свободного газа. При изучении разрезов на нефтяном месторождении Прадхо-Бей и Купарук-Ривер на глубинах от 250 до 700 м в мерзлой зоне обнаружено девять газогидратных серий, состоящих из кристаллов метана, пропана, изопропана. Основание мерзлой толщи, содержащей газ, находится на глубине 450 м от поверхности дна моря. На глубине 750 м установлено скопление свободного газа. Имеются серьезные основания считать, что сходные месторождения углеводородов, выключая гидраты газа, могут быть обнаружены в акваториях морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и на западе Чукотского моря (С. П. Алексеев и др., 2001).

Наряду с огромными запасами углеводородов на берегах СЛО широко распространены россыпи твердых полезных ископаемых — золота, касситерита, циркона и даже таких экзотических, как янтарь и мамонтовый бивень (рис. XIII цв. вкл.). Россыпи располагаются на пляжах, в отложениях прибрежно-морских террас и подводного склона. От 76 до 87 % золота сосредоточено в классах крупности менее 0,25 мм, в том числе от 40 до 45 % в классе  $0,15 \pm 0,05$  мм. Основным источником «зараженности» золотом прибрежного шельфа является аллювиальный сток. Реки, текущие в Северный Ледовитый океан, выносят огромные количества тонкого золота, например из 4,1 т золота, выносимого в море ежегодно р. Колыма, около 90 % приходится на взвеси, частицы, сорбированные глинистыми минералами, коллоидами, гидроксидами железа; присутствуют органические и хлористые соединения золота. Золотоносные осадки в дельте р. Колыма имеют продолжение на акватории Восточно-Сибирского моря, образуя ореол протяженностью до 50 км, который совпадает с долиной Пра-Колымы. Дельты рек, которые могут рассматриваться как «ловушки» на пути транзита тонкого золота в море, имеют особое значение в формировании концентраций мелкого и тонкого золота (Давиденко и др., 1984).

На Терском и Зимнем берегах Белого моря обнаружены одиночные находки зерен алмазов, перспективны для поиска алмазов берега моря Лаптевых.

## АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

## 8.1. Географическое положение, орография

Атлантический океан (далее АО) простирается от границ Северного Ледовитого океана (см. гл. 7) до границ Южного океана. На северной границе он омывает ледники и фиорды Гренландии, переходя Полярный круг в Гренландском море и в море Баффина, на южной — касается оконечности Африки (м. Игольный на  $34^{\circ} 52'$  ю. ш.) и оконечности Южной Америки (остров и мыс Горн на  $55^{\circ} 59'$  ю. ш.). Этот «мыс Бурь» лежит примерно на том же удалении от экватора, что и Москва ( $55^{\circ} 45'$  с. ш.).

На юге АО столь полно открыт для обмена водами с Южным океаном, что граница между ними предмет дискуссий между географами-океанологами и навигаторами. Многие расчеты характеристик АО выполнены и приводятся в литературе с учетом антарктического сектора, границы которого проходят на западе и востоке по меридианам  $68^{\circ}$  з.д. (о. Огненная Земля) и  $20^{\circ}$  в.д. (м. Игольный), а на юге достигают антарктического шельфового ледника Фильхнера на  $78^{\circ}$  ю. ш. Только в таких расширенных границах Атлантический океан принимался на многих картах и в учебниках XX в. (рис. XIV цв. вкл.).

В результате исследований, начатых в Международном Геофизическом году (1957 — 1958), Географическое общество нашей страны приняло в 1966 г. решение о выделении Южного океана. Его природной границей (и, следовательно, южной границей Атлантического океана) географы и океанологи приняли Субтропический фронт в виде скачка температуры в интервале  $10 - 15^{\circ}$  на поверхности океана. Изменчивое положение фронта упрощенно представляют линией, идущей от м. Горн на Фолклендские (Малвинские) о-ва, о-ва Тристан-да-Кунья и м. Игольный (Физическая география Мирового океана, 1980).

Площадь АО с антарктическим сектором  $91,7$  млн  $\text{км}^2$  ( $\sim 25\%$ ), без антарктического сектора —  $73,76$  млн  $\text{км}^2$  ( $\sim 20\%$ ) (Л. П. Шубаев, 1977. — С. 46). Меридиональное простирание океана с антарктическим сектором  $16$  тыс. км, без антарктического сектора —  $14$  тыс. км. Ширина океана у экватора, измеренная по кратчайшему расстоянию (м. Сан-Роке в Южной Америке до порта Фритаун в Африке), равна  $3$  тыс. км. С удалением от экватора океан расширяется, охватывая акватории с повышенным испарением и пониженной температурой. У  $15^{\circ}$  с. ш. его ширина  $7$  тыс. км и у  $35^{\circ}$  с. ш. —  $6,3$  тыс. км, а у  $15^{\circ}$  ю. ш. —  $5,3$  тыс. км и у  $35^{\circ}$  ю. ш. —  $7,1$  тыс. км. Такая конфигурация влияет на то, что у АО, сравнительно с другими океанами, высокая соленость и относительно невысокая средняя температура поверхностных вод:  $35,30$  кг/т и  $16,53^{\circ}\text{C}$  (в Тихом океане те же средние величины равны  $34,58$  кг/т и  $19,37^{\circ}\text{C}$ ).

Основная особенность АО — меридиональная протяженность и открытость для водообмена с северными и южными полярными водами. Благодаря этому он служит наиболее полной моделью меридиональной структуры Мирового океана.

Рельеф дна очень выразителен и важен для продуктивности биологических и эффективности динамических процессов океана. Он отличается большой площадью шельфов и подводных окраин материков. Это важное условие биологической продуктивности. Дно океана на всех широтах оставляет меридиональный проход на север антарктическим придонным водам и проход на юг североатлантическим глубинным водам. Дно симметрично разделено срединно-океаническим хребтом на западную и восточную половины с глубокими и соединяющимися котловинами. Хребет выступает на поверхности океана вулканическими островами — на севере о-вом Исландия и Азорским архипелагом, на юге — островами Тристанда-Кунья.

Западная система котловин имеет проходы с глубинами больше 4 км и пропускает поток придонных вод от Антарктики до 50-й северной параллели, где эти воды совершают циклоническую циркуляцию в Ньюфаундлендской котловине и частично вытекают из нее в обратном, южном, направлении.

Восточная половина океана прикрыта для доступа придонных антарктических вод с юга поворотом срединно-океанического хребта на восток в сторону Индийского сектора Южного океана. Кроме того, вблизи 30° ю. ш. дно пересекает отходящий от африканского берега Китовый хребет.

Очертание поверхности океана имеет важную деталь в виде выступа бразильского берега на восток южнее экватора. Значительная часть Южного Пассатного течения блокируется этим выступом суши, и его воды направляются в Карибское море.

Другая особенность прилегающей суши повышает соленость и плотность атлантических вод — это узкая перемычка, соединяющая Северную и Южную Америку. Она отделяет область значительного испарения и осолонения вод в пассатной зоне восточных ветров Атлантики от мест выпадения испарившейся влаги, которые оказываются в Тихом океане. Количество осадков в Атлантическом океане у северного берега Венесуэлы составляет 0,5 м/год, а в Тихом океане у западного берега Колумбии — 3 м/год. Дефицит осадков в АО усугубляется тем, что в области западных ветров на южной границе Атлантики переносу атмосферной влаги из Тихого океана препятствуют горы Анды.

Третья важная особенность водного абриса — средиземные и окраинные моря, глубоко проникающие в сушу и играющие роль очагов трансформации океанских вод.

## 8.2. Климат и природные зоны

Многие характеристики океана определяются полем атмосферного давления. Его характер отличается от северных частей Индийского и Тихого океанов, где под влиянием суши атмосферное давление меняет знак от зимы к лету. В АО расположение центров высокого и низкого давления приблизительно сохраняется круглый год, хотя границы этих зон могут сдвигаться, а абсолютные значения меняться по сезонам. В границы АО попадает южная часть Исландской области пониженного давления, центр которой зимой и летом примыкает к юго-западному берегу Исландии (район Рейкьявика). Размеры и глубина зимней депрессии значительно больше, чем летней (см. карту Атмосферное давление, гл. 1). Центральная и восточная часть зоны пониженного давления приходится на область продолжения

Гольфстрима, поддерживается его теплыми водами и относится к *умеренному физико-географическому поясу*. Западная часть, включающая Дейвисов пролив, часть моря Лабрадор и воды у юго-восточной Гренландии, принадлежит *субполярной зоне*, которая отделена от умеренного пояса океана гидрологическим *Полярным фронтом* — местом встречи теплых вод продолжения Гольфстрима с холодными водами, выносимыми из Арктики (см. карту Географическая зональность, гл. 1).

Характерное свойство температурных фронтов океана в том, что температурный скачок на поверхности теряет свою остроту. Значительно лучше он бывает выражен на горизонтах 50—100 м. На этих горизонтах температура при пересечении Полярного фронта меняется в августе от 0 до 3 °С западнее Гренландии в Лабрадорском море и от 0 до 5 °С восточнее Гренландии.

Южнее Исландской депрессии лежит область высокого давления — Азорский антициклон, называемый субтропическим, но занимающий субтропическую и тропическую зоны океана. Его центр зимой и летом расположен примерно на широте Гибралтарского пролива в полосе 30—35° с. ш. и немного сдвинут к восточному берегу океана.

Ветер между центрами двух барических структур, Исландского минимума и Азорского максимума, имеет преобладающее западное направление, повторяемостью до 60 %. Воздушный поток неустойчив, заряжен циклоническими вихрями, разгоняет крупные волны. Средняя скорость ветра летом умеренная (6—8 м/с), значительно усиливается в изобилующее штормами зимнее время до 10—13 м/с севернее 40° с. ш. и до 9—11 м/с южнее. Повторяемость штормов летом 5 %, зимой до 25 % на севере и до 20 % в субтропиках. Севернее 40-й параллели средняя высота волн примерно равна 2 м и максимальная 25 м, южнее эти величины меньше — около 1 и 7 м. Разность давлений между Азорским максимумом давления и Исландским минимумом в январе вдвое больше, чем в июле.

В Южном полушарии, где в высокие широты не вторгаются теплые воды Гольфстрима, с зимними штормами связаны названия широт — «ревущие сороковые», «неистовые пятидесятые», «пронзительные шестидесятые». Эти определения применимы и к зимним условиям на севере, когда тепло Гольфстрима не служит усмирению ветра, напротив, оно обостряет холодные циклоны, идущие с запада.

Область западных ветров охватывает два природных (физико-географических) региона — атлантический регион умеренного пояса и атлантический регион субтропической зоны. Граница между ними проходит по южному краю фронтальной системы смещения субполярных и субтропических вод и составляет умеренный пояс океана. Иными словами, границей является самый близкий к экватору из заметных и устойчивых водных фронтов умеренного пояса. Одни авторы называют этот фронт Субполярным (Субарктическим), другие — Субтропическим. Есть основания предпочесть название *Субтропический фронт*, а название Субполярный оставить за промежуточной по положению фронтальной структурой. Субтропический фронт отделяет умеренный пояс от субтропической зоны (С. С. Лаппо, В. Л. Лебедев, 2005).

Субтропический фронт и в Северном, и в Южном полушариях ясно выражен у западных берегов океана. В Южном полушарии он образуется как граница между водами субтропического круговорота, выносимыми Бразильским течением, и водами умеренного пояса, охваченного циркумполярным круговоротом. Сложную



конфигурацию фронт имеет на границе теплых вод с Фолклендским течением. Восточнее он простирается на восток и проходит в полосе температуры воды от 10 до 15 °С.

В Северной Атлантике Субтропический фронт лежит в том же диапазоне температур, но его структура отличается тем, что течения теплых субтропических вод, продолжающих Гольфстрим, поворачивают на север и северо-запад и покидают круговорот. До их поворота Субтропический фронт проходит по границе Гольфстрима и Лабрадорского течения и выражен очень четко. Восточнее продолжение фронта переходит к тем струям теплых вод, которые возвращаются в субтропический круговорот. Одна из таких плохо различимых фронтальных структур носит название Азорский фронт. Из-за того, что холодные воды отеснены и смешаны с продолжением Гольфстрима, температурные фронтальные контрасты на границе круговорота в центральной и восточной части океана ослаблены.

Срединная маловетренная полоса Азорского антициклона со времен парусного флота носит загадочное название «*конские широты*» (как и ее аналог в Южном полушарии). Название возникло в водах у берегов Северной Америки. Оно было связано с перевозкой лошадей между северными и южными штатами Америки и гибелью животных от недостатка воды во время длительных задержек судов при отсутствии ветра. Возможно, в названии есть и доля морского черного юмора — оно предупреждало о том, что парусная тяга в этих широтах ненадежна.

Конские широты служат полосой, разделяющей субтропическую зону с тропической. В первой господствуют направленные на восток западные ветры и направленные тоже на восток восточные течения, во второй — северо-восточные пассатные ветры, самые устойчивые на Земле и умеренные по скорости. Такое расположение двух широтных ветровых потоков (западного потока севернее восточного) по теории дрейфовых течений должно приводить к встречному меридиональному сносу вод (северных вод на юг и южных на север). Однако маловетрие конских широт ослабляет это явление, и вместо гидрофронта образуется широкая *Субтропическая конвергенция* на границе между субтропической и тропической зоной теплого пояса (см. подразд. 1.4).

Субтропические антициклоны Северного и Южного полушарий разделяет приэкваториальная барическая ложбина. В ней происходит конвергенция пассатных ветров двух полушарий — лежат внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) и термический экватор. Они расположены преимущественно в Северном полушарии и испытывают значительные сезонные смещения. Ось барической ложбины занимает самое северное положение в августе, когда на западном берегу океана она находится на 2° с. ш., а на восточном, африканском, пересекает 12° с. ш., самое южное — в марте, когда на западном берегу ось ложбины опускается до 7° ю. ш. Похожее, но меньшие смещения испытывает термический экватор. Пассатные ветры Южного полушария, попадая в Северное полушарие, отклоняются силой Кориолиса вправо и могут подходить к оси ВЗК с юго-запада, а не с юго-востока.

В Южном полушарии структура барического поля тропических и субтропических широт повторяется. Существенное сходство состоит в сдвиге центров высокого давления к восточным берегам океана, отличие заключается в том, что большая площадь океана в Южном полушарии уменьшает сезонные изменения барического рельефа.

Важная особенность метеорологических процессов в АО состоит в том, что тропические циклоны, переходящие в *ураганы*, зарождаются в этом океане только в Северном полушарии. Они возникают севернее  $15^\circ$  ш. и почти исключительно в западной более теплой части океана. Их формирование связано с волнообразными, бегущими на запад возмущениями изобар в пассатном воздушном потоке, достаточно удаленном от экватора для эффективного проявления силы Кориолиса.

Движение ураганов на север проходит преимущественно по изобарам субтропического антициклона вдоль островных дуг и берегов Центральной и Северной Америки. Особо притягивает к себе пути тропических циклонов теплая полоса Гольфстрима. Скорость ветра в ураганах достигает максимума в полосе между 20—50 км от его центра. Ураганом называется ветер, скорость которого 32 м/с (115 км/ч) и более. В типичных случаях скорость достигает 50 м/с, в исключительных — 100—110 м/с. В центре урагана находится глаз бури — зона затишья шириной 20—25 км. Диаметры ураганов бывают 50—300 км, высота пронизывает всю тропическую тропосферу (~16 км), скорость движения составляет 4—6 м/с. Подъем воздуха проходит вокруг центра урагана по циклонической спирали. Он может достигать скорости 30 м/с и высоты 13 км. Выше циклонической спирали возникает антициклоническая спираль, а подъем воздуха сменяется опусканием в центральной воронке, называемой глазом бури. При прохождении урагана может выпасть огромное количество локальных осадков — 1 000—2 500 мм, температура океанской поверхности понизится на  $5^\circ$ , морские воды могут подняться к поверхности с глубины 50 м и более. Такие возмущения водной среды вызывают вспышки численности фитопланктона.

Распределения температуры и солености морской поверхности, облачности, осадков и испарения гармонируют с барическими полями. В умеренных широтах Исландской депрессии годовые осадки составляют 1 000—2 000 мм и превышают испарение на 500—1 000 мм, ясное небо бывает редко, повторяемость пасмурного неба зимой и летом равна 70—90 %. В субтропических антициклонах господствует ясная погода, преобладает испарение и осолонение вод, количество осадков понижено. В пассатной зоне свежий ветер и дефицит влаги поддерживают испарение на уровне 1 500—2 000 мм, что превышает осадки на 500—1 500 мм. Движение воздушных масс в западной части океана направлено от термического экватора в сторону полюсов и служит отепляющим фактором, значительно усиленным переносом теплых вод. В восточной части перенос воздушных масс и течений направлен к термическому экватору. Кроме того, пассатные ветры, отгоняя воду от восточных берегов, вызывают подъем к поверхности холодных глубинных вод.

Карты температуры поверхности АО показывают резкую восточно-западную асимметрию. В теплом поясе океана, приблизительно между параллелями  $40^\circ$  Северного и Южного полушарий, асимметрия проявляется в том, что в западной части океан значительно теплее. Изотерма  $27^\circ$  отделяет район, примыкающий к Карибско-Мексиканскому бассейну. В самом бассейне летом господствует температура выше  $28^\circ\text{C}$ , а в центре Мексиканского залива — выше  $29^\circ\text{C}$ . Область, ограниченная изотермами  $25^\circ\text{C}$ , у американских берегов гораздо шире, чем у берегов Африки, — ее границы лежат на  $20^\circ$  широты ближе к полюсам. Температурной асимметрии соответствует распределение коралловых построек — коралловые острова отсутствуют у африканского берега, но обильно встречаются у американского (см. Американское средиземное море и Саргассово море).

Севернее 40° с. ш. температурная асимметрия меняется, и августовская изотерма 10 °С идет от о-ва Ньюфаундленд к Исландии и северной Скандинавии, сдвигаясь на те же 20° широты к полюсу у восточного берега и заходя в Северный Ледовитый океан. Вокруг термического экватора в зоне 5—10° с. ш. среднеширотная температура воды максимальна и составляет 26,7 °С.

### 8.3. Водные массы

Воды, лежащие на границе с атмосферой, называются поверхностными водными массами: водами субарктическими, субтропическими, тропическими и экваториальными в зависимости от региона. Умеренный регион рассматривается как область смешения субполярных и субтропических поверхностных вод. Некоторые авторы не считают поверхностные воды (особенно умеренного и субполярного регионов) водными массами, поскольку температура и соленость этих вод значительно изменяются по сезонам года и по пространству.

Северная часть Атлантического океана отличается необычайно большой толщиной слоя, перемешанного зимней конвекцией («деятельного слоя»). По критерию однородной плотности его глубина достигает 500 м, а по критерию однородной температуры значительно большей величины.

Самая холодная и плотная водная масса Атлантического океана имеет антарктическое происхождение. Она занимает горизонты ниже 3—4 км, заглубляясь к северу, и в разбавленном виде проникает за 50-ю параллель северной широты. Это *антарктическая придонная* (или *донная*) *вода* (ААДВ). Она образуется зимой за счет осолонения морской воды при замерзании и испарении при сильном ветре. Образуется в основном в Атлантическом секторе Антарктики в море Уэдделла, в частности у берегов Антарктического полуострова. Ее исходная потенциальная температура у дна равна температуре замерзания  $-1,9^{\circ}$ , а исходная соленость 34,6—34,7 кг/т. При движении на север температура ААДВ повышается: на выходе из моря Уэдделла до  $-0,8^{\circ}\text{C}$ , на 40° ю. ш. до  $-0,5^{\circ}\text{C}$ , в Ньюфаундлендской котловине почти до  $+2^{\circ}$ . Соленость немного меняется за счет смешения с вышележащими водами — сначала уменьшается, затем приближается к исходной. ААДВ занимают около 8 % объема океана (Р. П. Булатов, 1977).

*Северо-атлантическая глубинная вода* (САГВ) образует самую большую водную массу Атлантического океана (рис. XV цв. вкл.). По подсчетам Р. П. Булатова она занимает 50 % объема океана, отличается повышенной соленостью и содержанием кислорода. Доминирование этой массы на океанографических разрезах не всегда хорошо заметно из-за применения сжатого масштаба изображения глубинных вод. Эта водная масса занимает горизонты от 1 до 4 км и в разных районах может включать до трех составных частей. Первая часть — *арктическая вода*. Она находится севернее Гренландско-Шетландских порогов на глубине 1 км и более и имеет исходную температуру около  $-1^{\circ}$  и соленость 34,9 кг/т. Периодически при штормовых возмущениях уровня моря возникают локальные апвеллинги, и эта вода переливается через пороги в Атлантический океан. Погружаясь по дну, часть ее потоков оказывается восточнее Срединно-Атлантического хребта и, смешиваясь с окружающими водами, образует модификацию САГВ.

Другие потоки арктической воды стекают через Датский пролив в Лабрадорскую котловину, где смешиваются со второй составной частью глубинных вод —

локальными водами Лабрадорского моря. Последние погружаются в глубины океана в результате зимнего охлаждения и осолонения в районах, расположенных к западу и юго-западу от южной оконечности Гренландии. В процессы глубокой конвекции вовлекаются воды, имеющие температуру 3—4 °С и соленость 34,8—34,9 кг/т. Эти процессы связаны с зимними штормами и подобны быстротечным событиям конвекции в Гренландском море («пробоям» поверхностных вод до дна), но менее регулярны и протекают без замерзания воды. Ее осолонение происходит за счет испарения при сильном ветре. В отдельные годы пробой блокируется распреснением поверхностного слоя моря. Образовавшаяся смесь впитывает и антарктическую донную воду, остатки которой исчезают на границе Лабрадорского моря.

Интенсивность образования САГВ оценивается в 15 Св. Эти воды теплее и легче антарктических и движутся по их поверхности во встречном с ними направлении. Движение и тех, и других медленное, характерна скорость около 2 мм/с, но на верхней границе глубинных вод зафиксировано перемещение внутриводных линз со скоростью 5 см/с, а на дне наблюдаются размывы осадков и обнажения скальных пород. Временами в придонном слое регистрируются интенсивные вихревые возмущения — придонные штормы.

Впервые резкое увеличение скорости придонных течений было исследовано в 1979 г. на средства военно-морских сил США у подножия материкового склона п-ова Новая Шотландия в Северной Атлантике. Вблизи дна на глубине 5 022 м средняя за 15 суток скорость течения оказалась равной 32 см/с, а максимальная скорость — 73 см/с. Выше по склону дна, на глубине 4 950 м средняя за 215 суток придонная скорость равнялась 14 см/с, а максимальная — 41 см/с.

Встречное движение глубинных и придонных вод создает одно из меридиональных звеньев в глобальной океанской циркуляции — атлантический абиссальный обмен «Антарктика — Северная Атлантика — Антарктика». Это звено возвращает в Северную Атлантику далеко не все ушедшие глубинные воды. Значительная их часть доходит до Тихого океана и возвращается с теплыми поверхностными течениями «глобального океанского конвейера».

При движении на юг САГВ пополняется третьей составной частью — *средиземноморской глубинной водой*, поступающей с нижним плотностным течением Гибралтарского пролива. Это течение входит в океан, имея температуру 13,5 °С и соленость 37,8 кг/т. Его вода стекает на горизонт 1 000 м и, постепенно теряя температуру, опускается до глубины 2 000 м. Ее распространение протекает неравномерно, часто в форме вращающихся внутриводных линз. Такие структуры имеют свойство собственного смещения на запад. Ареал линз очень широк и включает Саргассово море на противоположной стороне океана.

Меридиональное движение донных, глубинных и вышележащих вод интенсифицируется на западной стороне океана, как в Северном, так и в Южном полушариях. Это явление называется «западной интенсификацией течений» и объясняется изменением силы Кориолиса при изменении географической широты, т. е. тем же эффектом, который заставляет вращающуюся линзу средиземноморской воды двигаться на запад (рис. 8.1).

Выше глубинных вод располагаются *промежуточные водные массы* — *антарктическая* (ААПВ) и *северо-атлантическая* (САПВ). Они переносят холодные воды высоких широт в сторону экватора в среднем на горизонтах выше 1 км. При этом САПВ движутся попутно с северо-атлантическими глубинными водами, но

далеко не доходят до экватора, а ААПВ движутся навстречу глубинным водам и проникают далеко за экватор. Промежуточные воды Атлантики отличаются от выше- и нижерасположенных вод минимальными значениями солености и своим происхождением. Каждая образуется из субполярных поверхностных вод при зимней конвекции и распространяется путем субдукции на Полярном фронте, соответственно северном и южном (Антарктическая конвергенция), но не с равной интенсивностью по фронту, а на отдельных его участках. Основной район погружения САПВ — фронтальная зона между водами Гольфстрима и Лабрадорского течения к востоку от о-ва Ньюфаундленд, где предельно сближены и почти слиты три фронта — Полярный, продолжающийся от Гренландии, Субполярный, идущий к Фарерским о-вам, и Субтропический, замыкающий субтропический круговорот на Пиренейский полуостров. От этого очага промежуточные воды распространяются в направлении Португалии, имея исходную соленость 34,5 кг/м и температуру 3 °С, но быстро теряют свою отличительную особенность из-за контакта с водами Средиземного моря. Менее значительный источник САПВ расположен на Полярном фронте к востоку от Исландии. В нем промежуточные воды поступают непосредственно из Северного Ледовитого океана.

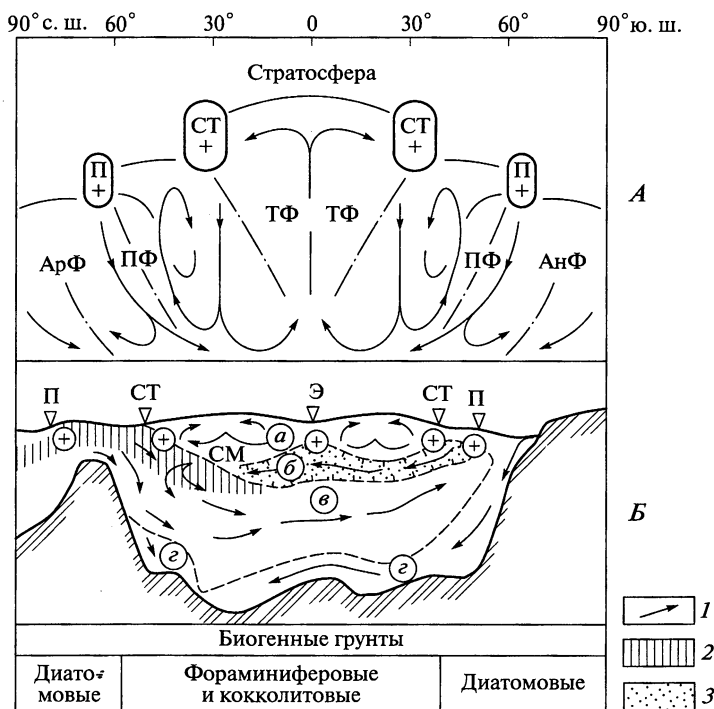


Рис. 8.1. Вертикальная структура Атлантического океана (В.Л.Лебедев, 1984; ГМО, АО. — С. 178):

*А* — атмосфера. Струйные течения: П — полярные, СТ — субтропические. Атмосферные фронты: АрФ — арктический, ПФ — полярный ТФ — тропический, АнФ — антарктический;

*Б* — океан. Фронты в океане: П — полярный, СТ — субтропический, Э — фронтальная система у экватора. Водные массы: а — поверхностные, б — промежуточные, в — глубинные, г — придонные; 1 и «+» — меридиональный и зональный перенос вод; 2 и 3 — промежуточные воды Северного (2) и Южного (3) полушарий; СМ — средиземноморский источник глубинных вод

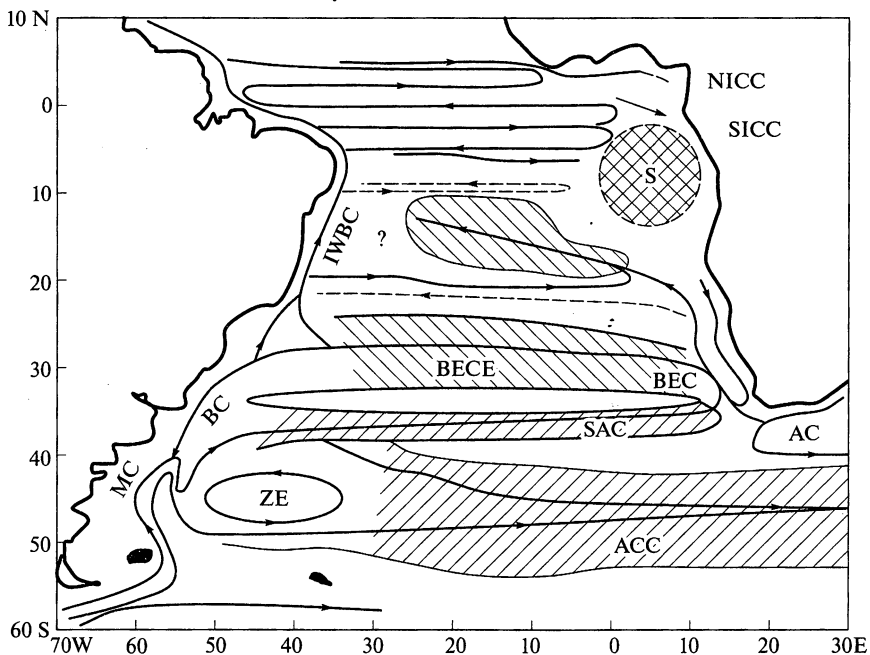


Рис. 8.2. Схема движения антарктических промежуточных вод на горизонтах 800 — 1100 м (по К. Шмит, 2011).

*Течения:* МС — Мальвинское, ВС — Бразильское, ACC — Циркумполярное, SAC — Южно-Атлантическое, АС — Агульяс, ВЕС — Бенгельское, БЕСЕ — продолжение Бенгельского, IWBC — Западное пограничное, NICC — Северное противотечение, SICC — Южное противотечение, S — застойная зона, ZE — западный круговорот. Штриховка направо — движение на восток, налево — на запад  
(Публикация на сайте NOAA AOML PhOD от 28.02.2011 с пометкой отказа от прав: NOAA AOML PhOD Disclaimer)

Предполагают, что основной источник образования Антарктических промежуточных вод Атлантики находится в Тихоокеанском секторе Южного океана и второй — в море Скотия. Также считают, что существует переток промежуточных вод из Индийского сектора (рис. 8.2).

Промежуточные воды имеют исходную соленность 34,2 кг/т и температуру около 2 °С. Они распространяются широким фронтом, но интенсивнее всего движутся вдоль континентального склона Южной Америки, пересекают экватор и прослеживаются до южной оконечности о. Кубы (20° с. ш.). Промежуточные воды совокупно занимают около 24 % объема океана — это вторые по величине водные массы. Минимум соленности промежуточных вод лежит в среднем на горизонте 800 м.

Воды, погружающиеся в умеренных и субтропических регионах, образуют *водные массы главного термоклина* (В.А. Бурков) или *центральные водные массы* (Х. Свердруп, О.И. Мамаев, В.И. Кукса, М. Томчек и др.). В процессе погружения и субдукции вод большое значение имеет ветровое воздействие. Скорость западного ветра уменьшается к центрам максимального давления (Азорского и Южно-Атлантического максимума давления, 30 — 35° широты). Западный ветер по экмановской модели дрейфа вызывает за счет отклоняющей силы Кориолиса

перенос вод в сторону экватора. Уменьшение ветра к центрам антициклонов приводит к конвергенции дрейфового переноса — явлению, названному *экмановской накачкой* поверхностных вод в глубь океана. Субдукция формирует термическую структуру термоклина.

Процесс погружения усиливается уплотнением вод при осолонении и зимнем охлаждении. В центральной маловетреной части антициклона эти явления выступают на первый план и вызывают образование подповерхностного слоя повышенной солености.

Процесс субдукции в умеренной зоне Южного полушария виден на рис. XV цв. вкл. по положению изотерм 5—15° на поверхности в полосе 50°—40° ю. ш. и на глубине 100—600 м на сороковой параллели.

## 8.4. Течения

**Южное субтропическое кольцо.** В основе картины поверхностных течений АО лежат два квазизамкнутых субтропических круговорота антициклонического знака, разделенные термическим экватором, и один северный субполярный круговорот. На круговороты накладывается транзитный перенос вод, имеющий источник и сток за пределами Атлантического океана. На основе многих признаков, включая баланс тепла и солей, принято считать, что транзитный перенос верхних вод начинается на южных границах океана и уходит через северную границу.

У берега Южной Америки, огибая с востока Фолклендские (Мальвинские) о-ва, от ЦТ отходит *Фолклендское (Мальвинское) течение*. Узкая и длинная петля геострофического потока пролегает между берегом Южной Америки и теплым *Бразильским течением*, отделенным температурным фронтом. Между течениями осуществляется обмен водами. Это видно по схеме движения промежуточных вод (рис. 8.3) и Фолклендского (Мальвинского) течения. Таким образом, воды, пришедшие из пролива Дрейка, соединяются с продолжением Бразильского течения — *Южно-Атлантическим течением*, которое достигает берега Южной Африки в районе Кейптауна и сливается с *Бенгельским течением* (рис. 8.3)

Акватория, прилегающая к Фолклендским островам и частично подстилаемая шельфом, является исключительно богатым рыбопромысловым районом, как и ее аналог на севере у о-ва Ньюфаундленд.

Что заставляет холодные фолклендские воды устремиться на север, что отбрасывает их основной геострофический поток назад и мешает ему слиться с водами Бразильского течения, остается географической загадкой. Сошлемся на закономерность вторжений холодных вод двигаться по циклоническим петлям и эллипсам и свойства фронтов препятствовать перемешиванию разделяемых фронтом вод (см. гл. 3).

Важным источником поступления вод в Атлантику считается приток из Индийского океана у мыса Игольный на южной оконечности Африки (34° 50' ю. ш., 20° 00' в. д.) Эти воды отходят в виде струй или серии вихрей от мощного *Агульясского течения* (иначе — *Течения Мыса Игольного*) Индийского океана и попадают в Бенгельское течение Атлантического океана. Приток индоокеанских вод в Атлантику направлен против Циркумполярного течения и оттесняет его к югу. Прорыв Агульясских вод в Бенгельское течение происходит вопреки действия на них силы Кориолиса, имеет сложную вихревую механику, носит

прерывистый характер и вызван понижением уровня от Индийского океана к Атлантическому.

Основная, или геострофическая, часть Бенгельского течения — широкий и глубокий поток, насыщенный геострофическими круговоротами, которые придают изменчивость мгновенным направлениям скорости. Расход геострофического течения при отсчете от 1 500 м около 25 Св, преобладающая скорость на поверхности 0,10—0,15 м/с, максимальная — 0,5 м/с. На широте 25° ю. основное Бенгельское течение отходит от Африки к северо-западу в направлении мыса Кабо-Бранко (6° 50' ю. ш., 34° 50' з. д.) на восточном выступе Южной Америки и оставляет между собой и африканским берегом циклонический круговорот Ангольского течения. Недалеко от берегов Америки основное Бенгельское течение частично сливается с *Южным пассатным течением* и уходит за экватор. Другая его часть поворачивает на юг и переходит в *Бразильское течение*.

Основная, или геострофическая, часть Бенгельского течения, пересекающая наискосок Южную Атлантику, видна не на всех картах циркуляции поверхност-

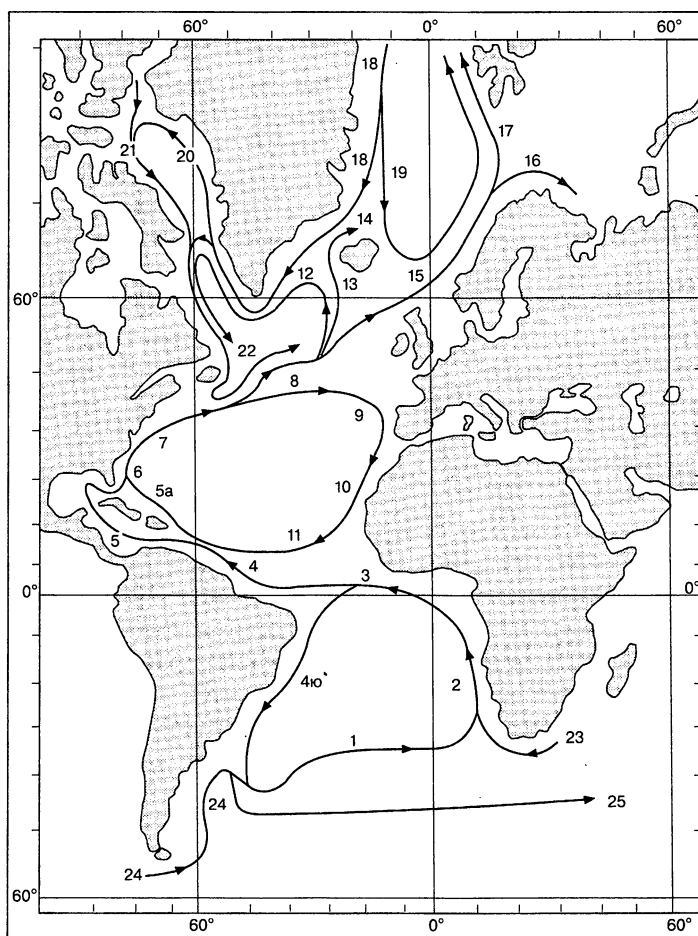


Рис. 8.3. Обобщенная схема течений Атлантического океана (компиляция В. Л. Лебедева). Названия течений см. в табл. 8.1



Таблица 8.1. Течения Атлантического океана на рис. 8.3

Название	№	Св	Название	№	Св
Южно-Атлантическое	1	30	3. Ирмингера	13	2
Бенгельское	2	25	4. Северное Исландское	14	2
Южное пассатное	3	65	Норвежское*	15	4
1. Бразильское	4ю	20	Нордкапское	16	2
2. Гвианское*	4	40	Шпицбергенское	17	* 10
Антильское	5а	12	Арктический бассейн		
Карибское	5	25	Трансарктическое течение		
Флоридское	6	70	Восточно-Гренландское	18	13
Гольфстрим	7	100	Восточно-Исландское	19	2
Северо-Атлантическое*	8	25	Западно-Гренландское	20	4
1. Португальское	9	12	Канадское	21	1
Канарское	10	15	Лабрадорское	22	4
Северное пассатное	11	20	Пограничные акватории		
2. Северо-Западный круговорот	12	2	Агульяс	23	
Западно-Гренландское	20	4	Фолклендское	24	
			Циркумполярное	25	

Знак \* — бифуркация.

ного слоя, так же как Ангольский круговорот, так как они перекрыты плавными очертаниями антициклонического дрейфа.

Южное пассатное течение (ЮПТ) — это широкое (более 1 000 км в поперечнике) и сравнительно быстрое покрывающее экватор течение, имеющее в значительной мере дрейфовый характер, находится на северной границе квазизамкнутой циркуляции в южном субтропическом круговороте. Вдоль северной границы этого круговорота проходит *Межпассатное противотечение*, которое ясно выражено в летнее время. Зимой противотечение перекрыто расширением пассатного дрейфа, при котором Южное пассатное течение соприкасается с *Северным пассатным течением*.

Средняя величина суммарного пассатного переноса в Атлантическом океане от 20° ю. ш. до 25° с. ш., по оценкам В. А. Буркова (1984), приблизительно составляет 85 Св. Эта величина близка к суммарному расходу экваториальных противотечений в Атлантике, немного превышающему 70 Св. Но пассатный нагон поглощается также западными пограничными течениями — *Гвианским, Гольфстримом, Бра-*

зильским. Есть и более высокие оценки суммарного расхода пассатных течений по отдельным меридиональным разрезам. Так, Н. К. Ханайченко (1974) приводит величину 139 Св. О глобальной системе подповерхностных противотечений рассказывается в гл. 3.

ЮПТ разделяется у  $7^\circ$  ю. ш. на две части *Южным пассатным противотечением*, которое слабо проявляется на поверхность, в основном перекрываясь встречным дрейфом. Летом Северного полушария система течений смещается на север. По инструментальным измерениям в летнее время южная граница северной ветви ЮПТ оказывается у  $3^\circ$  ю. ш. (рис. 8.4).

Глубина южного пассатного дрейфа на востоке у берегов Африки 15—30 м, на западе — 50—100 м. Расход и скорость ЮПТ нарастают по мере движения, и их оценки имеют большой разброс. Вероятно, величина 0,5 м/с — хорошее приближение к действительности. Важно отметить, что движение на запад по экватору ветрового дрейфа приводит к экваториальной дивергенции вод — весьма заметной черте в динамике и продуктивности океана. Дивергенция вызвана тем, что сила Кориолиса отклоняет воды Северного полушария направо (в данном случае на север), а воды Южного полушария — налево (в данном случае на юг). Экваториальная дивергенция освобождает путь для прорыва на восток *Подповерхностного экваториального противотечения*.

Воды пассатного переноса, идущие южнее м. Кабо-Бранко, а также значительной части основного Бенгельского течения переходят в Бразильское течение, направленное вдоль берега Южной Америки на юг к Фолклендским островам. Его расход у  $10^\circ$  ю. ш. равен 4 Св и по мере движения возрастает и у  $38^\circ$  ю. ш. достигает приблизительно 20 Св. Измеренная скорость на поверхности равна 0,6—0,8 м/с; на глубине 500 м — 0,2; 800 м — 0,15; 1000 м — 0,1 м/с. Скорость дрейфовой составляющей около 0,25 м/с.

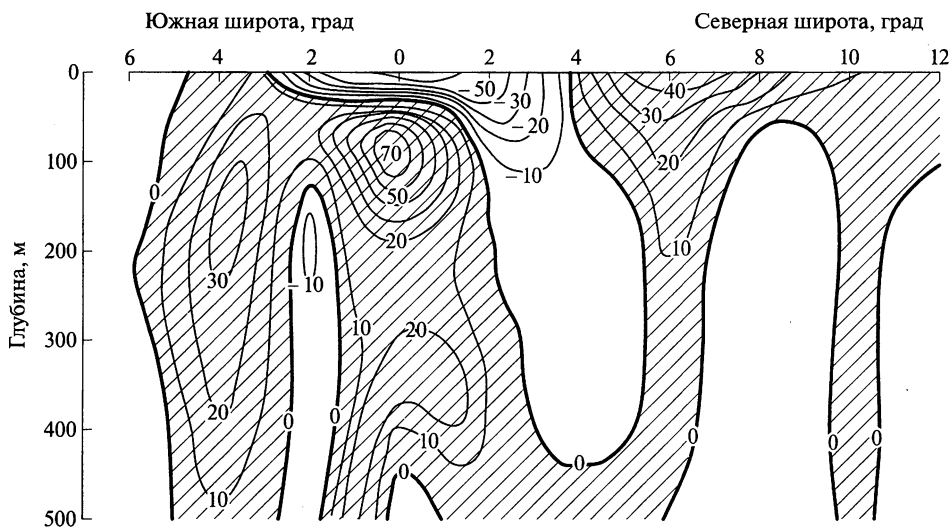


Рис. 8.4. Скорость течений (см/с) поперек меридиана  $23,5^\circ$  з.д. в июне — сентябре 1974 г. по осредненным инструментальным измерениям. Течения на восток заштрихованы (по В. А. Бубнову и В. Д. Егоришину; ГМО. АО. — С. 102)

У 38° ю. ш. Бразильское течение начинает описывать узкую и длинную антициклоническую петлю, вытянутую к югу до 45° ю. ш. Вернувшись к 38° ю. ш., течение направляется на восток и переходит в Южно-Атлантическое течение, выходящее к Кейптауну и замыкающее южное субтропическое кольцо циркуляции Атлантических вод. Южно-Атлантическое течение движется параллельно и слитно с Циркумполярным течением Южного океана, но их воды имеют разное происхождение, температуру и соленость. Они относятся к разным природным поясам — субтропическому и умеренному, между ними проходит температурный Субтропический фронт, приблизительно совпадающий с изотермами 10—15 °С.

**Северное субтропическое кольцо.** На пути к северному берегу Южной Америки ЮПТ пополняется водами основного, геострофического, Бенгельского течения и значительно увеличивает скорость. На экваторе у устья Амазонки оно переходит в узкое и быстрое *Гвианское течение*. Это типичное западное пограничное течение, идущее по материковому склону, имеет скорость 0,6—1,4 м/с, расход 15—40 Св и ширину всего 150—200 км. Гвианское течение (его начало в англоязычной литературе называется Северо-Бразильским) проходит от экватора на северо-запад вдоль северных берегов Бразилии, Гвианы, Суринама, Гайаны и Венесуэлы к Малым Антильским островам (Тринидад, Тобаго, Барбадос, Мартиника, Гваделупа). Здесь основная часть течения (~25 Св) входит в Карибское море и называется *Карибским течением*. Следуя южнее Больших Антильских о-вов (Пуэрто-Рико, Гаити, Ямайка, Куба), оно проходит в Юкатанский пролив со скоростью 1 мс<sup>-1</sup>. Далее, в Мексиканском заливе (где оно называется *Лупка-рент*) течение описывает крутую петлеобразную траекторию север-юг-восток и по Флоридскому проливу (лимитирующая глубина 750 м, ширина 90 км) проходит между Кубой, Флоридой и Багамскими о-вами в океан в виде *Гольфстрима* (что значит «поток из залива»).

Карибское море и Мексиканский залив с добавлением акватории, ограниченной Багамскими островами, объединяются названием Американское Средиземное море.

При движении от экватора до Флориды цепочка течений испытывает сильное опреснение водами Амазонки и Ориноко, а также значительное осолонение в Американском Средиземном море, в котором испарение превышает на 1 000 мм годовые осадки. Подобные бассейны называются испарительными.

Другая часть Гвианского течения (~12 Св) вместе с Северным Пассатным течением переходит в *Антильское течение*, которое несет свои воды северо-восточнее Багамских о-вов (Лонг-Айленд, Сан-Сальвадор и др.) и соединяется с Гольфстримом.

Гольфстрим — наиболее яркий пример течений, которые называются западными пограничными течениями. При максимальном расходе воды порядка 100 свердрупов и глубине от 1 до 3 км он имеет ширину всего 100—200 км и скорость около 1 м/с. Течение движется от выхода из Флоридского пролива (27° с. ш.) вдоль материкового склона до м. Хаттерас (35° с. ш.). Затем отходит от материка к востоку-северо-востоку в виде струйного течения, меандрирует и около 40° с. ш. южнее Большой Ньюфаундлендской банки разделяется на потоки, образуя «дельту Гольфстрима». В дальнейшем движении воды Гольфстрима теряют форму сконцентрированной струи, направление потоков расходится от Исландии до Португалии, заметным становится дрейфовая составляющая, вызванная западным ветром. Ее называют Северо-Атлантическим дрейфом. Более

общее название *Северо-Атлантическое течение* подразумевает суммарный перенос вод, в котором доминирует геострофическое равновесие между силой давления и Кориолиса. Название течения относится к северным струям продолжения Гольфстрима, направленным к Шотландии и Исландии. Для южных струй, направленных к Португалии, используется название *Азорское течение*, переходящее в *Португальское течение*. В некоторых американских работах Гольфстрим разделяют на три участка. *Флоридское течение* идет от Мексиканского залива до м. Хаттерас, *собственно Гольфстрим* — от м. Хаттерас до о. Ньюфаундленд и далее *продолжение Гольфстрима*. Оценки расхода Гольфстрима лежат в пределах 55—115 Св и характеризуют его пространственную и временную изменчивость.

Гольфстрим служит замечательным примером западной интенсификации океанских круговоротов. Он является частью асимметричного антициклонического круговорота океанских вод, центр которого смещен к западу и находится на границе Гольфстрима. Расстояние от западного края круговорота до центра примерно равно ширине Гольфстрима (около 200 км), а до восточного края — около 6 000 км, т. е. в 30 раз больше. В то же время объемы воды, переносимые поверхностными течениями в западной части круговорота, на 10—20 % больше, чем в восточной части. Сдвиг центра круговорота к западу — особенность океанской циркуляции. У атмосферных субтропических антициклонов центры расположены близко к середине океана с небольшим сдвигом к востоку.

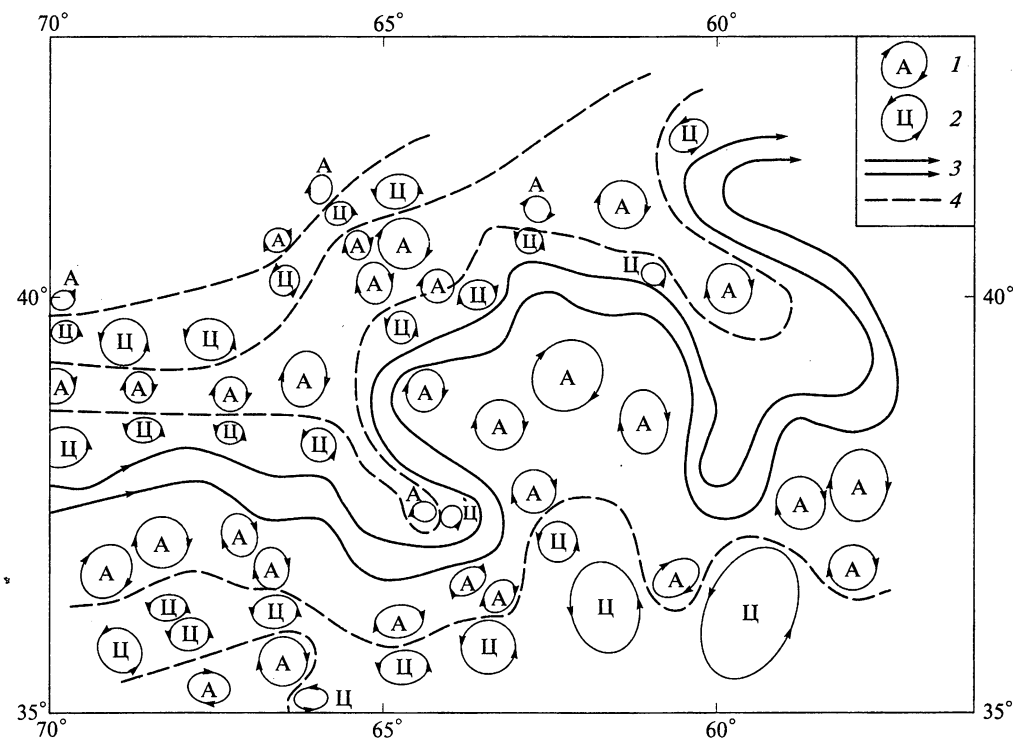


Рис. 8.5. Одна из съемок стрежня Гольфстрима и вихрей (по Е. И. Баранову):

1 — антициклонические вихри; 2 — циклонические вихри; 3 — стержень Гольфстрима; 4 — граница между полосами вихрей циклонического и антициклонического вращения

Гидрофронт между Гольфстримом и холодными водами на его левом фланге называют «холодной стеной». Обычное вихревое (турбулентное) перемешивание через фронтальные границы затруднено, а через эту особенно резкую границу подавлено. Дело в том, что движение вихрей в каждой водной массе несжимаемой жидкости хотя и случайно, но взаимосвязано и взаимно согласовано — вихри не могут проходить друг через друга как через пустое место. Существует и вихревое гидродинамическое взаимодействие, вызывающее общие центры вращения вихревых систем. Войти в этот «согласованный беспорядок» вихрь из «чужой» водной массы обычным путем не может.

Межфронтальный обмен Гольфстрима осуществляется путем образования рингов. При этом процессе течение петлеобразно искривляется в сторону правого фланга. Образовавшееся вздутие заполняется холодной водой с левого фланга и испытывает вращение по ходу движения воды в петле идущему против часовой стрелки. Петля отрывается от Гольфстрима и превращается в ринг, который обычно уносится мористым поверхностным противотечением Гольфстрима к юго-западу. Ядро ринга окружено кольцом теплой воды Гольфстрима, откуда и название «ринг» (кольцо). Выгиб фронтальной границы в противоположную сторону заполняется теплой водой, вращается по часовой стрелке и, отпочковавшись от течения, остается теплым вихрем в чужеродных холодных водах.

Глубина рингов близка к тысячи метров. Ринги могут дрейфовать и сохраняться по нескольку лет. Их продуцирует меандрирование Гольфстрима, особенно раз-

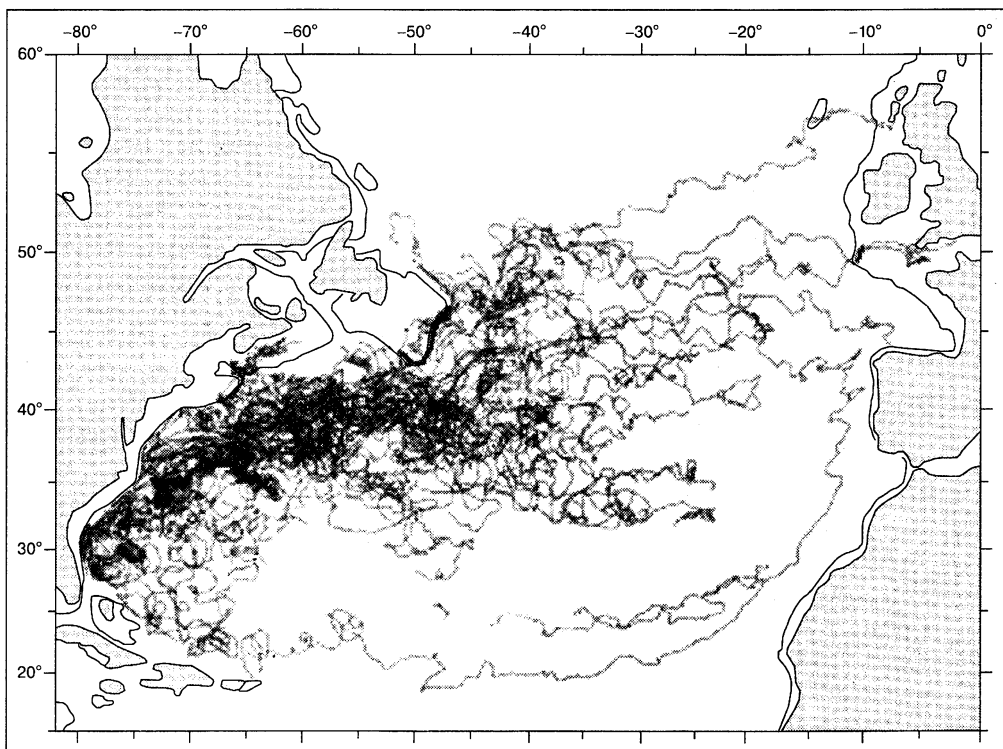


Рис. 8.6. Гольфстрим по траекториям 110 буйков, выпущенных на западе Северной Атлантики (Richardson, 1981)

витое на участке от м. Хаттерас до о. Ньюфаундленд, где течение идет в режиме «свободной струи». Впрочем, поток не вполне свободен — он имеет жидкие, возмущаемые планетарными волнами «берега».

Помимо рингов струйное течение бывает окружено зонами вихрей, продуцируемых трением. Они способствуют возникновению и поддержанию боковых противотечений, присущих Гольфстриму (рис. 8.5).

За год от Гольфстрима отделяется примерно 13 рингов, средним диаметром 200 км и глубиной 1 км. Это составляет объем 400 тыс км<sup>3</sup>, что соответствует расходу 12 Св, т.е. примерно 20 % расхода Гольфстрима. Таким образом, рингами осуществляется интенсивный межфронтальный водообмен между соседними природными зонами, разделяемыми течением.

Очертания Гольфстрима на рис. 8.5 подобны очертанию меандрирующей реки, однако перенос воды даже в этом, сжатом в струю, потоке имеет весомую дисперсную составляющую, о чем говорят траектории дрейфующих буйков (рис. 8.6). Образ течения на этом рисунке скорее напоминает идущий из трубы и рассеивающийся дым.

Другое принципиальное отличие морского течения от реки в том, что его тело может быть разорвано на фрагменты вторжениями окружающих вод, что видно по температурному полю на инфракрасных спутниковых снимках (Т.А. Айзатуллин и др., 1984).

Гольфстрим — яркий пример фронтального явления. О структуре и динамике таких явлений говорится в отдельном разделе. Здесь же обратим внимание на пространственную близость и динамическое сходство струйных течений атмосферы и океана (рис. 8.7).

**Циркуляция в умеренной и субполярной зоне.** Умеренная зона (пояс) северной Атлантики охвачена теплыми потоками продолжения Гольфстрима, чередующимися с полосами противотечений. Теплые воды соседствуют с холодными течениями, несущими субарктические и арктические воды. Сложная, но закономерная картина геострофических течений перекрыта поверхностным ветровым дрейфом и имеет с ним принципиальные различия. Ветровой дрейф показывает обширный циклонический круговорот с плавными очертаниями и выносом вод за пределы Атлантики.

По геострофическим картам *Северо-Атлантическое течение*, пересекая Срединно-Атлантический хребет у 50° с. ш., 30° з. д., разделяется на два переноса, примерно равные по расходу воды, — северный, покидающий субтропический круговорот, и юго-восточный, остающийся в круговороте. Северный перенос содержит три идущих на север потока (см. схему течений на рис. 8.3). Средний поток составляет геострофическую часть течения *Ирмингера* и следует в Датский пролив. Там он известен как западное, а затем, после выхода в Северный Ледовитый океан, как северное *Исландское течение*. Дальнейший путь на север ему закрывают расходящиеся потоки выносимых из Арктики вод: *Восточно-Гренландское течение* и его ответвление — *Восточно-Исландское течение*. Этот контакт гольфстримовских и арктических вод создает один из участков разорванного на фрагменты *Полярного гидрофронта*, отделяющего субполярную зону океана от умеренной.

Западный поток северного переноса также вступает в контакт с Восточно-Гренландским течением, но несколько южнее. Он (странное, но характерное явление) присоединяется к этому холодному, несущему льды, течению и об-

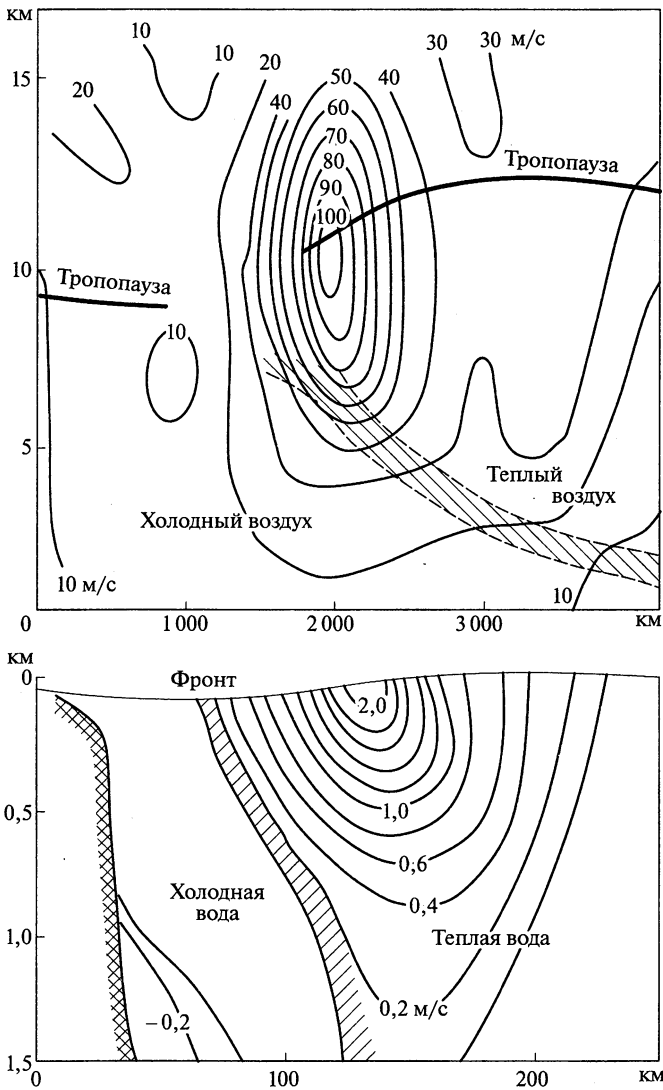


Рис. 8.7. Поперечные разрезы через струйное субтропическое течение атмосферы (по С.П.Хромову) и через Гольфстрим (по Дж.А.Кнауслу; компиляция В.Л.Лебедева, 1983).

Изменения уровня океана показаны вне масштаба

разует вместе с ним новое *бинарное* по температуре и солёности течение. Оно огибает с юга Гренландию и устремляется на север через море Лабрадор в виде *Западно-Гренландского течения*. Контакт между тёплой и холодной (солёной и опреснённой тающим льдом) водной массой создаёт второй фрагмент Полярного гидрофронта.

Не доходя Полярного круга, основная часть вод Западно-Гренландского течения отходит от берега Гренландии и в виде сдвоенного (тёплого и холодного) потока направляется на запад, затем на юг. У южной оконечности о. Баффинова Земля и северной оконечности п-ова Лабрадор поток сливается с водами Северно-

го Ледовитого океана, выходящими из моря Баффина (Канадское течение) и моря Гудзонов залив, и образует холодное *Лабрадорское течение*. В нем ближе к берегу п-ова Лабрадор движется холодная вода с температурой ниже  $-1^{\circ}$  и соленостью 33—34 кг/т. Дальше от берега идет теплая половина потока с температурой 2— $6^{\circ}\text{C}$  и соленостью, близкой к 35 кг/т. Эта водная граница не что иное, как продолжение идущего от гринландского шельфа Полярного гидрофронта.

Третий поток гольфстримовских вод, вырывающийся из субполярного круговорота и уходящий на север, наиболее полноведен. Он сохраняет название *Северо-Атлантическое течение* и, по разным оценкам, имеет мгновенный расход 7—10 Св. У 60-й параллели этот поток круто отклоняется на восток, затем переливается в Норвежское море через Фареро-Шетландский порог и дает начало *Норвежскому течению* Северного Ледовитого океана.

Картину циркуляции дополняет циклонический круговорот, создаваемый холодным *Лабрадорским течением*, выносящим льды и гринландские айсберги к о. Ньюфаундленд и создающим резкий температурный фронт на северной границе Гольфстрима. Этот фронт отделяет умеренную природную зону (пояс) океана от субтропической зоны и называется *Субполярным*, или *Субтропическим, фронтом* (последнее название предпочтительнее). Вблизи о. Ньюфаундленд Полярный фронт и Субтропический фронт максимально сближаются.

От района Большой Ньюфаундлендской банки Субтропический гидрофронт продолжается по границе Северо-Атлантического течения до пересечения со срединно-океаническим хребтом примерно на  $30^{\circ}$  з.д. Здесь течение разделяется на ветви и уходит на север из субтропической в умеренную зону океана. Граница между умеренной и субтропической зоной переходит на более южные ветви продолжения Гольфстрима — *Азорское течение*, создающее Азорский фронт, и *Португальское течение*, замыкающее перенос вод субтропическим круговоротом на восточном берегу океана. Круговорот продолжает *Канарское течение*. Это основной поток восточного берега океана в Северном полушарии. Расход течения близок к 15 Св, скорость — в 0,5—0,8 м/с. Течение широкое, заполненное геострофическими вихрями, которые определяют изменчивое направление скорости.

На широте  $20-23^{\circ}$  Канарское течение переходит в *Северное пассатное течение*, и прибрежную зону заполняют идущие на север воды, поступившие к африканскому берегу с *Межпассатным противотечением*. Возникает циклонический круговорот у островов Зеленого мыса. В верхних слоях круговорот замаскирован неглубоким ветровым дрейфом. Северное пассатное (СПТ) течение имеет широтное простираие и занимает пассатную, тропическую, зону антициклонического круговорота Северного полушария.

Границы северной пассатной зоны в Атлантическом океане значительно смещаются по сезонам. Ближе к экватору пассаты бывают в зимне-весеннее время, дальше — в летне-осеннее. В марте они занимают полосу от  $26^{\circ}$  до  $3^{\circ}$  с. ш., в сентябре — от  $35^{\circ}$  до  $11^{\circ}$  с. ш. Субтропическая граница южно-атлантической пассатной зоны держится  $25^{\circ}$  ю. ш. зимой и летом, экваториальная граница совпадает с экватором в марте и лежит на  $3^{\circ}$  с. ш. в сентябре.

Летом и осенью, когда северный пассат отходит от экватора на север (вместе с термическим экватором и ячейкой Гадлея (Хэдли)), Северное пассатное течение ограничено с юга Межпассатным противотечением, возвращающим часть пассатного нагона вод от западного к восточному берегу океана. В зимнее и весеннее



время Межпассатное противотечение бывает перекрыто на поверхности океана пассатным дрейфом на запад, и два пассатных течения (Северное и Южное) соприкасаются.

Измеренные по сносу судов, преобладающие скорости двух пассатных течений (и одного противотечения) равны 0,15—0,20 м/с. Максимальная скорость у Южного пассатного течения — 0,40 м/с. По инструментальным измерениям скорости названных течений примерно вдвое выше. Геострофический расход СПТ 20 Св, ЮПТ 65 Св, Межпассатного противотечения 18 Св (В. А. Бурков).

## 8.5. Апвеллинги

Между Канарским течением и берегом в зоне 26—15° с. ш. (примерно от Канарских островов до западного выступа Африки с портом Дакар) простирается структура *Канарского апвеллинга*. Южнее, до 10° с. ш. апвеллинг носит сезонный характер — проявляется зимой. Структура Канарского апвеллинга создается пассатными ветрами и, по мнению некоторых океанологов, не связана с динамикой одноименного течения (Томсзак, Godfrey, 1994). Апвеллинг проявляется падением поверхностной температуры на 3—4 °С (чем ближе к берегу, тем ниже температура) и занимает прибрежную полосу шириной до 100 км. Африканский шельф в районе апвеллинга узкий (~50—100 км) и мелководный (50—100 м). В зоне апвеллинга на поверхности развивается и ускоряется с удалением от берега до 100 км ветровой дрейф к западу. Таким образом, происходит не только снос воды от берега (со скоростью до 0,2—0,3 м/с), но и дивергенция ветрового дрейфа. Глубже 50—150 м при сильном ветре возникает компенсационное движение воды к берегу и ее подъем по материковому склону и шельфу. Вдоль материкового склона наблюдается поток воды, идущий на север навстречу Канарскому течению. Встречное течение оказывается значительным на 20—23° с. ш., где Канарское течение отходит от берега.

Поднимающиеся к поверхности холодные воды богаты биогенными веществами. Это стимулирует генерацию обильной массы фитопланктона, понижающей прозрачность воды до 10 м. Согласно новым исследованиям, большое значение для плодородия вод апвеллинга имеет и осаждение в воде континентальной пыли, выносимой пассатами и содержащей примеси железа. Лабораторные опыты показали, что присутствие элементов железа оказывает сильное ускоряющее воздействие на развитие популяции фитопланктона. Фитопланктон непосредственно входит в питание некоторых рыб, но в малой пропорции. Важнее то, что он служит необходимым промежуточным звеном для откорма рыб, питающихся зоопланктоном. Таким образом, воды апвеллинга, прежде чем стать местом нагула рыб, должны пройти цикл биологической трансформации, в котором различается вода молодая, зрелая и старая, наиболее ценная, насыщенная зоопланктоном. За время трансформации вода может сравнительно далеко отойти от мест подъема.

Канарский апвеллинг обилен биологическими ресурсами и привлекает множество рыболовных судов. Объекты их промысла — скопления зоопланктоноядных рыб: ставриды, сардинеллы и скумбрии.

Апвеллинг из-за охлаждения воды подавляет развитие коралловых построек, поэтому у африканского берега нет коралловых рифов и островов. Характерная черта защищенных от прибоя участков берега — мангровая растительность.

В Южном полушарии вдоль африканского берега почти от м. Доброй Надежды (34° 21' ю. ш., 18° 30' в. д.) до м. Фрио (18° ю. ш.) над материковым склоном Африки тянется зона *Бенгельского апвеллинга* шириной около 200 км. Апвеллинг вызван южными вдольбереговыми и восточными пассатными ветрами, отгоняющими воды от берега. Он мало связан с основной, геострофической частью Бенгельского течения. На картах геострофической циркуляции у берега Африки севернее 25° ю. ш. (т. е. в пассатной зоне) геострофическая циркуляция направлена к югу в виде подповерхностного *Ангольского течения*. Сила Кориолиса нагоняет его воду к берегу. Сверху Ангольское течение перекрыто поверхностным Бенгельским течением. Это очень неглубокое дрейфовое течение, огибающее африканский берег от мыса Доброй Надежды почти до экватора, где оно переходит в *Южное пассатное течение* (см. схему течений на рис. 8.3).

Бенгельский апвеллинг вызывается и поддерживается воздействием ветра на двухслойную структуру прибрежных вод, разделенных скачком температуры. Верхний, относительно теплый слой образует Бенгельское поверхностное течение, нижний, сравнительно холодный — Ангольское подповерхностное течение. Движение двух течений противоположно по направлению. Верхнее течение движется в сторону экватора и сносится ветром в открытое море к западу. В том же направлении приподнимается под воздействием ветрового нагона его поверхность. Наклон вызывает и поддерживает движение к северу и создает в толще воды градиент давления к берегу. Нижнее течение движется к полюсу и выдавливается к берегу как под действием наклона верхнего слоя, так и под действием силы Кориолиса. При выходе нижнего слоя на поверхность у берега возникает полоса поверхностного течения к полюсу. Температура у берега понижается на несколько градусов.

Бенгельский апвеллинг очень плодороден из-за выноса в освещенный поверхностный слой биогенных веществ. Обилие органического вещества приводит в некоторых местах к истощению кислорода, появлению сероводорода и гибели рыб (Китовая бухта — Уолфиш-Бей). Прозрачность воды из-за высокой концентрации планктона понижается до 3 м. Органикой насыщены донные отложения. Объектами промысла являются огромные скопления сардины, анчоус и ставрида. На берегу богатство морских вод контрастирует с пустыней Намиб. Береговая полоса богата алмазными вкраплениями в песчаные пляжи.

## 8.6. Приливы

В Атлантическом океане преобладают правильные полусуточные приливы с умеренными колебаниями уровня 1—2 м. Значительно большие величины прилива характерны для берегов Европы: в Бристольском заливе Великобритании 12 м, Ливерпуле 8 м, в Лондоне, Бресте, Нанте и Гавре 6—7 м, в Лиссабоне 3 м.

На юге Южной Америки, вблизи Магелланова пролива, величины прилива достигают 10 и 14 м, на севере Северной Америки, в заливе Фанди, прилив имеет максимальную для Мирового океана величину — 14—18 м. При этом наблюдается очень высокая для Мирового океана скорость приливного течения. В одной из узостей залива Фанди она достигает 5,5 м/с, в нескольких проливах и узостях Западной Европы наблюдаются скорости приливных течений 3—4 м/с.

## 8.7. Моря

**Размеры и особенности.** Многочисленные и разнообразные моря Атлантического океана являются очагами активного взаимодействия океана, суши и атмосферы и аренами трансформации вод (табл. 8.2).

**Балтийское средиземное внутриматериковое море** расположено в умеренном географическом поясе и относится подобно Черному морю к морям-опреснителям с двухуровневым плотностным водообменом. Осадки на поверхность моря составляют  $480 \text{ км}^3/\text{год}$ , испарение и речной сток имеют примерно одинаковое значение —  $180 \text{ км}^3/\text{год}$ . Море соединяется с Северным морем через Датские проливы, имеющие минимальную глубину по форватеру 12 м. Из моря верхним течением через Датские проливы выносится вода соленостью  $7-8 \text{ кг/т}$ , и в море втекает придонным течением вода соленостью  $\sim 20 \text{ кг/т}$ .

Соленость верхнего слоя в центральной части моря равна  $6-8 \text{ кг/т}$ . Высокосоленые воды заполняют впадины дна, препятствуют вертикальной вентиляции вод и способствуют образованию во впадинах кислородного дефицита, достигающего до появления сероводорода. Вынос избытка вод через проливы примерно вдвое превышает их приток из Северного моря. Изменение солености на поверхности моря при удалении от выхода в Северное море огромен: от  $30 \text{ кг/т}$  в Датских проливах до  $2 \text{ кг/т}$  на севере Ботнического залива и до  $3-6 \text{ кг/т}$  в Финском заливе (рис. 8.8).

Таблица 8.2. Моря и бассейны Атлантического океана

Название	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Средняя глубина, м	Трансформация вод
Карибское	2 754	2 491	Концентрация испарением
Средиземное	2 505	1 500	То же
Мексиканский залив	1 543	1 512	»
Лабрадорское	841	1 898	Сезонная смена трансформаций
Северное	544	96	Разбавление осадками
Черное	432	1 170	Разбавление стоком
Балтийское	386	86	Разбавление осадками
Багамское	313	500	Концентрация испарением
Адриатическое	135	240	Разбавление стоком
Ирландское	105	67	То же
Азовское	40	7	»
Залив Сиваш	2	<3	Концентрация испарением (соленость $200 \text{ кг/т}$ )

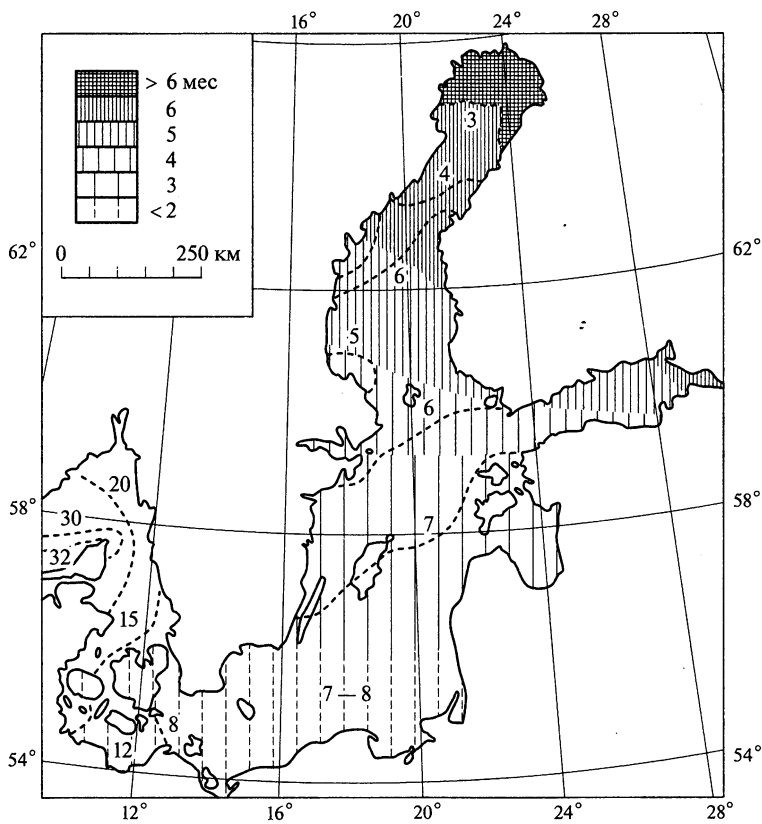


Рис. 8.8. Соленость воды (кг/л) на поверхности и средний период со льдом в Балтийском море (из А. Циргоффера)

Почти на всей акватории моря в зимнее время встречается дрейфующий лед, а для северных берегов характерен припай. Толщина льда в Финском заливе может достигать 1 м.

Зимняя конвекция в море проникает до глубины 75 м. Летом прогретый до 18 °С верхний слой воды ограничен глубиной 25 м. Ниже расположены слои скачка температуры и солености

**Средиземное Евроафриканское, или Романское, море** уникально по размерам межконтинентального простираия (3 900 км с запада на восток), разнообразию природных условий и интенсивным процессам образования и обмена вод. Оно служит основой *Средиземноморской системы морских бассейнов*, которая объединяет десять бассейнов с международным статусом моря (см. рис. 1.1). По типу трансформации вод из этого списка выделяются Адриатическое, Черное и Азовское моря.

Климат Средиземного моря субтропический, средиземноморский, с продолжительным сухим, жарким летом и очень неоднородными зимними условиями. Летняя температура воды меняется от 22 до 28 °С. Зимой у северных берегов температура воды 10—12 °С, но в отдельных случаях охлаждение доходит до 0 °С.

На большей части акватории моря испарение превышает осадки и речной сток на толщину слоя воды примерно в 1 м. Это приводит к повышению солености до

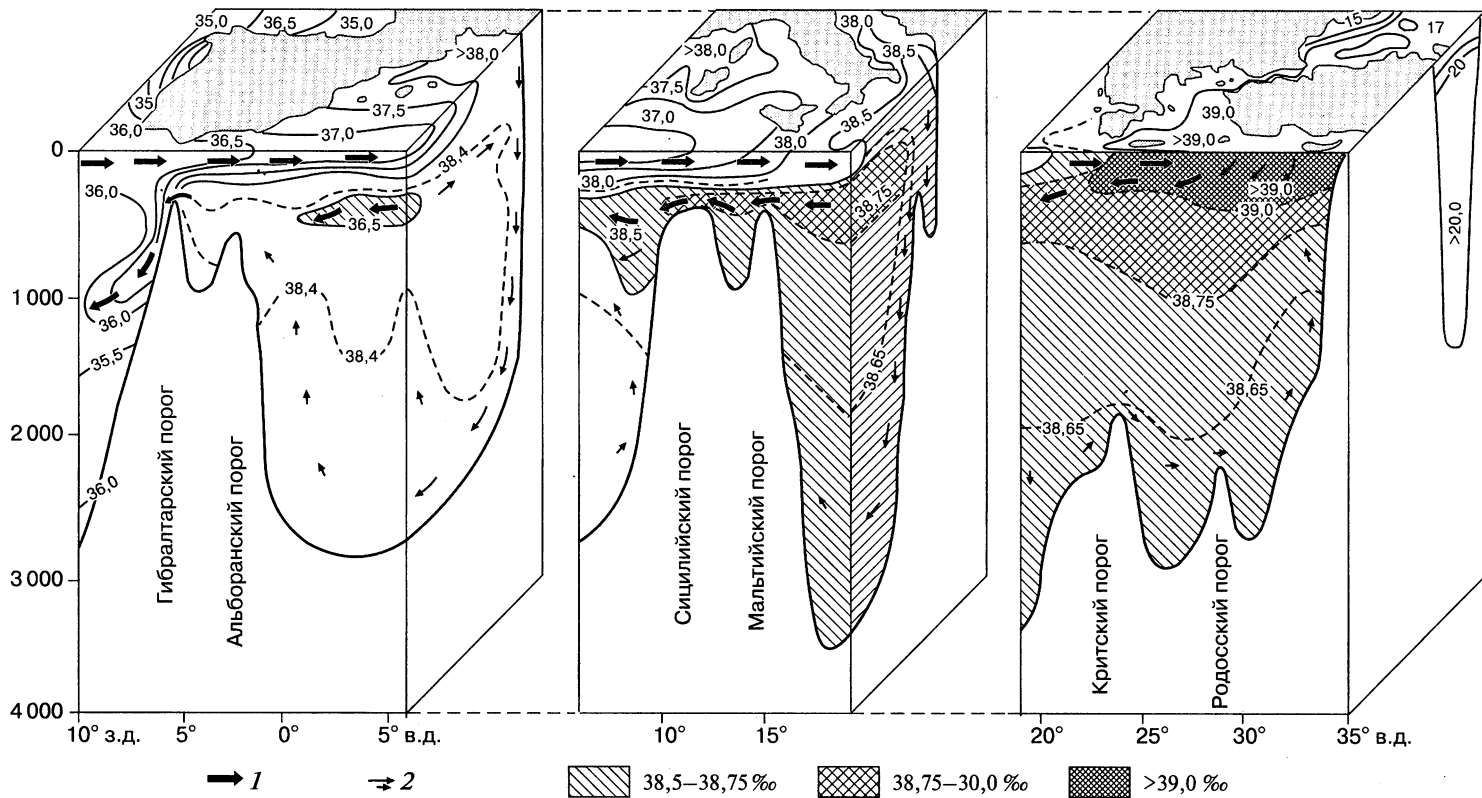


Рис. 8.9. Соленость (кг/т) и циркуляция в Средиземном море и Гибралтарском проливе (по Вюсту, Океанографическая энциклопедия, 1974)  
1 — течения; 2 — конвекция

38 — 39 кг/т. Соленость повышается к востоку с удалением от места вторжения атлантических вод, где она равна 36, до 39,6 кг/т восточнее о. Крит. Положителен пресный бюджет только в Черном, Азовском и Адриатическом морях, за счет стока Дуная, Дона, По и других рек. В Черном море соленость на поверхности меняется в пределах 15 — 18 кг/т, в Азовском море — от 11 до 14 кг/т. На севере Адриатического моря соленость равна 30 кг/т, а на южной границе, в проливе Отранто, — 38 кг/т.

Особыми свойствами выделяется залив Азовского моря Сиваш — акватория интенсивного осолонения с соленостью воды 200 кг/т. Уникально для Мирового океана Черное море, в глубинах которого (достигающих 2 258 м) примерно с 50 м резко уменьшается концентрация кислорода, который полностью исчезает примерно на 180 м и замещается нарастающей с глубиной концентрацией сероводорода. Анаэробные условия в огромной толще воды поддерживаются распресняющим воздействием речного стока. Такие же условия в изолированных впадинах дна возникают под влиянием пресного стока в других средиземных морях (рис. 8.9).

Из-за отрицательного водного бюджета уровень воды в Средиземном море на 20 — 30 см ниже, чем в океане. Уровень морей разбавления выше, чем уровень Средиземного моря. Для Черного моря превышение составляет около 40 см.

Разность уровней вызывает поверхностный приток воды из Атлантического океана, Черного и Адриатического морей в Средиземное море, а повышенная соленость и плотность средиземноморских вод приводит к тому, что на некоторой глубине их давление превышает давление вод в соседних акваториях, что приводит к подповерхностному оттоку вод из Средиземного моря. В Гибралтарском проливе, Босфоре, Дарданеллах, а также во внутренних проливах и проходах Средиземного моря возникает двухуровневый обмен вод (рис. 8.10). Плотностной водообмен через Гибралтарский пролив приводит в движение массы воды, более чем в 30 раз превышающие расход, необходимый для поддержания стабильного уровня. Приток воды через Гибралтарский пролив равен 1,107 Св, отток — 1,041 Св, суммарный расход — 2,148 Св, а для поддержания уровня требуется всего 0,066 Св. Минимальная ширина пролива 14 км. Минимальная глубина по фарватеру 320 м. Скорость верхнего течения превышает 1 м/с.

Водообмен Адриатического моря с водами Средиземного имеет редкую трехуровневую структуру. Из Адриатического моря вытекают поверхностные воды, распресненные стоком реки По. Под ними по законам плотностного водообмена втекают промежуточные левантийские воды, сформировавшиеся при зимней конвекции в восточной части Средиземного моря между островами Родос и Кипр. Ниже по дну из Адриатического моря вытекают еще более плотные воды — результат местного зимнего охлаждения.

Третий район глубокой зимней конвекции протянулся от Италии до Испании вдоль французского побережья. К нему относятся Лигурийское и Балеарское моря, отделенные от остальной акватории о-вом Корсика и Балеарскими о-вами. Образование глубинных вод проходит короткими и бурными эпизодами. Когда на море обрушивается ветер мистраль, быстрое охлаждение вызывает неустойчивость и обильное погружение поверхностных вод, которое осуществляется воронками с диаметром в несколько десятков километров. Вокруг воронки возникает пояс компенсационного подъема глубинных вод. За несколько часов поверхностные воды погружаются на многие сотни метров, а за несколько дней уходят на глубину 2,5 км.

Интенсивная вентиляция вод происходит в Эгейском море, где наблюдаются низкие зимние среднемесячные температуры воды 10, 11 и 12 °С при значении

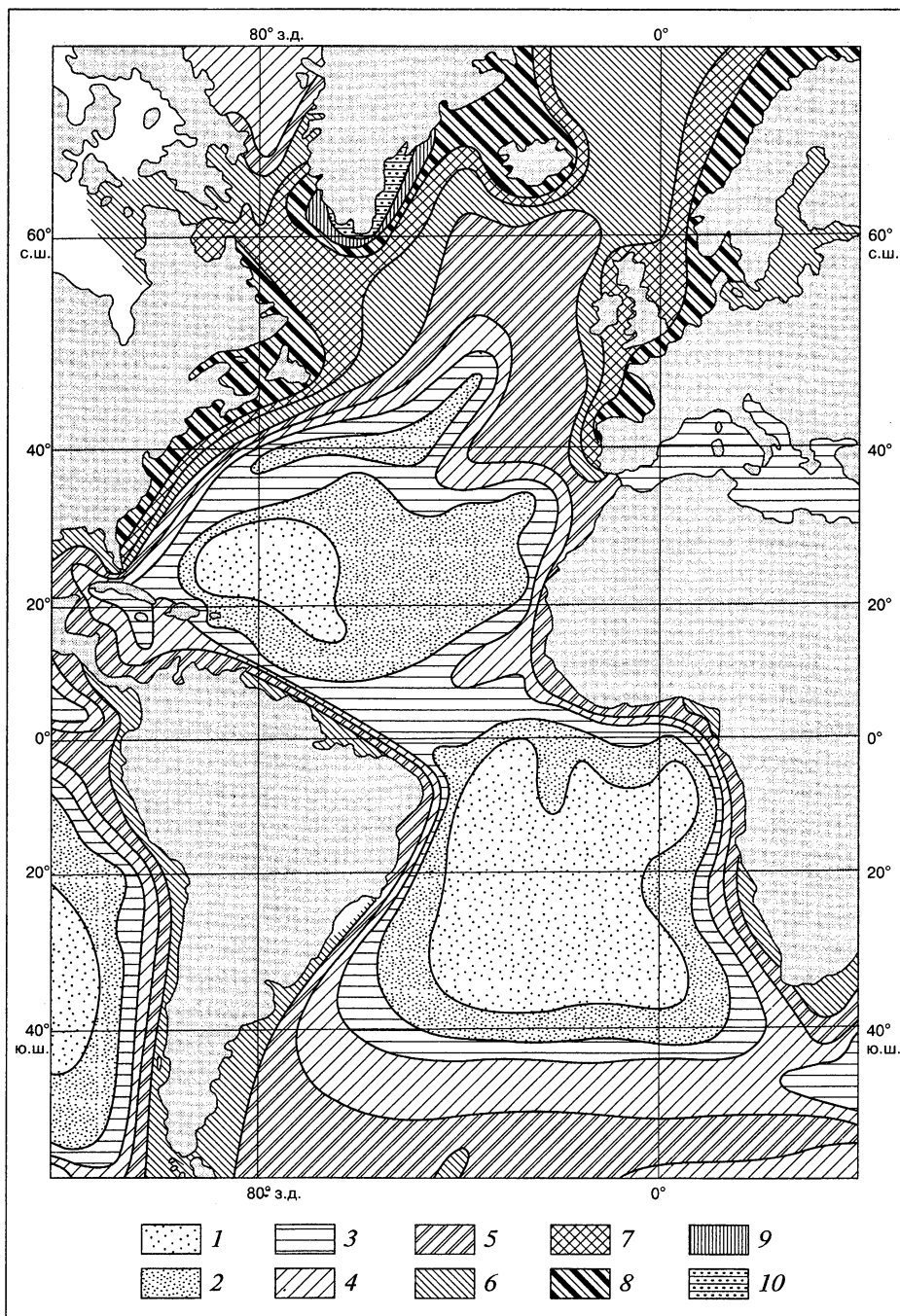


Рис. 8.10. Количественное распределение биомассы живого вещества в сыром весе во всей толще океана (Н. В. Парин. Атлантический океан, ГМО. — С. 154):

1 — менее 0,01; 2 — 0,01 — 0,02; 3 — 0,02 — 0,03; 4 — 0,03 — 0,05; 5 — 0,05 — 0,1; 6 — 0,1 — 0,2; 7 — 0,2 — 0,5; 8 — 0,5 — 1,0; 9 — 1,0 — 2,0; 10 — более 2,0

солености 39,0 кг/т. Море зимой подвержено вторжениям холодных масс континентального арктического воздуха и является ареной зимней конвекции до дна своих бассейнов и перелива глубинных вод на юг через подводные пороги.

Роль Средиземного моря в Атлантическом океане похожа на роль Атлантического океана в Мировом океане: прием стока легкой поверхностной воды, формирование и поставка в океан глубинной воды повышенной солености.

**Американское средиземное море (АСМ)** — собирательное название для трех морей, соединенных между собой и отгороженных от океана цепями островов. Самое большое и глубокое из них Карибское море, омывающее северные берега Южной Америки, среднее по размерам — Мексиканский залив, омывающий южные берега Северной Америки, и небольшое, неглубокое Багамское море, имеющее площадь 313 тыс. км<sup>2</sup>, среднюю глубину 500 м и отделенное от океана Багамскими островами. Карибское море отделено от океана Антильскими островами и поэтому иногда называется Антильским морем (К. Валло. Общая география морей).

АСМ называют *кладовой тепла* Атлантического океана. В теплый период года средняя температура воды и воздуха во всех районах моря равна 27—29 °С. При этом максимальная температура устанавливается в центральной части Мексиканского залива. Там же наблюдается максимальная соленость >36,5 кг/т. Минимальная летняя температура и соленость меньше 35 кг/т характерны для юго-восточной части моря — области вторжения вод Гвианского течения, распресненных речным стоком Амазонки и Ориноко. Второй минимум солености создается речным стоком Миссисипи у северного берега Мексиканского залива. Там же расположен зимний минимум температуры воды 18 °С. Зимний максимум температуры, превышающий 26 °С, находится в акватории между Колумбией и Никарагуа над Колумбийской котловиной.

В двух районах речного воздействия (Ориноко и Миссисипи) обнаружено локальное распространение сероводорода во впадинах дна. В первом случае это впадина Кариако (Карьяко) у берега Венесуэлы, где дефицит кислорода начинается от горизонта 180 м и присутствие сероводорода охватывает толщу воды до дна на глубине более 1300 м. Во втором — впадина Орка у северного берега Мексиканского залива.

Для АСМ характерна большая сезонная и пространственная изменчивость в выпадении осадков, связанная с меридиональными смещениями внутритропической зоны конвергенции. Летом эта зона смещается на север и на акваторию моря обрушиваются ливневые осадки. Через акваторию АСМ проходят пути разрушительных тропических циклонов и ураганов, также сопровождающихся тропическими ливнями. Наибольшая вероятность их появления в августе—сентябре. Особенно обильны осадки у гористых берегов Центральной Америки. Однако в пресном балансе моря в среднем преобладает испарение, которое превышает осадки на 1—1,5 м. Соленость воды, переносимой через акваторию АСМ, повышается по ходу движения от малых Антильских островов к Флоридскому проливу, поэтому АСМ относится к морям осолонения. Принципиальное отличие от Евроафриканского средиземного моря состоит в положении уровня, который в АСМ не понижен, а под влиянием пассатного нагона повышен относительно океана.

Во всех трех частях моря, и даже у северных берегов Мексиканского залива, встречаются коралловые рифы. В наибольшей степени коралловые постройки распространены в Багамском море, которое называют *Американским коралловым*



*морем*. Коралловые постройки окаймляют острова Куба, Гаити, Пуэрто-Рико, берега Юкатана, Гондураса, Панама и Малых Антильских островов. Живописные и разнообразные берега и острова АСМ делают его одним из главных рекреационных районов Мирового океана. В составе населения островов значителен процент негроидной и европеоидной рас, смешение которых порождает удивительно красивые образы человеческой природы и составляет характерную антропологическую черту АСМ.

**Саргассово море** не имеет определенных границ. Под этим названием, строго говоря, понимается не море, а примыкающая к Гольфстриму центральная область антициклонического круговорота, область схождения течений и погружения вод. На этой акватории испарение воды больше, чем осадки, на 1 м. Соленость воды на поверхности самая высокая для открытого океана — 37,5 кг/т. Температура воды летом 26 °С, зимой 18 °С. В конце зимы конвекция обычно доходит до горизонта 300 м, а в суровые годы — до 600 м. Изотерма 10 °С прогибается под куполом круговорота до глубины 1 000 м. Создается линза однородной воды с температурой от 19 до 17 °С, лежащая между горизонтами 200 и 500 м.

Основу экологического сообщества составляют плавающие на поверхности моря благодаря воздушным пузырькам бурые планктонные водоросли саргассы. Их общая масса составляет 10 — 15 млн т. От типичных для океана микроскопических планктонных водорослей саргассы отличаются большими размерами и ветвистой структурой, напоминающей кусты. Саргассы служат убежищем для многих морских организмов.

Воды Саргассова моря имеют насыщенный синий цвет, создающий иллюзию присутствия красителя. Их прозрачность одна из самых высоких в Мировом океане. Опущенный в воду белый диск диаметром 0,3 м остается заметным на глубине 60 — 70 м и более. Такие воды называют «синей морской пустыней». И цвет, и прозрачность связаны с малой концентрацией жизни в верхнем, эвфотическом, слое моря. Из дальних рек Западной Европы, Скандинавии и Северной Америки в глубины Саргассова моря приходят на нерест речные угри. В море расположены Бермудские коралловые острова. Их живые коралловые рифы обогреваются теплыми водами течений.

## 8.8. Речной сток

Суммарный речной сток в АО составляет 16 тыс. км<sup>3</sup>. Но из-за высокого испарения уровень океана без притока воды из других океанов мог бы падать примерно на 0,1 м в год. В океан впадает самая полноводная в мире река Амазонка. Ее расход превышает расход Волги примерно в 15 раз. Список крупнейших рек Атлантического океана приведен ниже.

<i>Название</i>	<i>Жидкий сток, км<sup>3</sup>/год</i>
Амазонка .....	3 800
Конго .....	1 230
Миссисипи .....	600
Парана .....	470
Ориноко .....	430
Нигер .....	380

Эстуарии рек — очаги интенсивного физического, химического и биологического взаимодействия географических сфер (Г. А. Сафьянов, 1987).

Речной сток существенно влияет на динамику прибрежных вод и вызывает явления, похожие на двуслойные течения при плотностном водообмене. Это ясно проявляется в затоке плотных морских вод в русло реки навстречу ее течению. Река меняет соленость принимающих ее морских вод, а значит их плотность и уровень. Это немедленно сказывается на поле давления и движении водных масс, значительно больших по объему, чем речной сток. Влияние Амазонки на деформацию поля солености океанских вод огромно.

## 8.9. Живой мир

Распределение жизни в Атлантическом океане подчиняется законам широтной и циркумконтинентальной зональности. Карта суммарной биомассы показывает, что, несмотря на уменьшение глубины в прибрежной шельфовой зоне, суммарная биомасса в столбе воды от поверхности до дна повсеместно возрастает (см. рис. 8.10). В удаленных от берега глубоководных областях Северного и Южного полушарий вырисовываются акватории «морских пустынь» с минимальным содержанием биомассы. Они приблизительно совпадают с антициклоническими субтропическими круговоротами, в которых господствует нисходящее движение поверхностных вод. Закономерно повышение биомассы в районе экватора. Оно связано с вдольэкваториальными зонами апвеллинга и другими проявлениями динамики экваториальных течений и противотечений.

Обращает на себя внимание и даже вызывает удивление то, что максимальные концентрации биомассы расположены у южного и юго-восточного берега Гренландии вблизи Полярного фронта. Исключительное обилие биомассы вызвано продолжительностью светового дня в высоких широтах, сложностью береговой зоны, насыщенной границами раздела среды, стимулирующими жизнь. К таким границам относится фронт между теплыми и холодными водными массами, граница воды и выносимого из Арктики битого тающего льда, омываемые береговые породы, впадающие в море талые ледниковые воды и сползающие глетчеры.

На карте бросается в глаза значительно большее богатство биомассы в прибрежных районах Северного полушария, чем Южного, что связано с большей площадью шельфа и большей протяженностью береговой линии, интенсивным меридиональным обменом водными массами и развитием фронтальных структур в умеренных, субполярных и полярных зонах.

## 8.10. Дно океана

В строении дна Атлантического океана принимают участие подводные окраины материков, срединно-океанический хребет, ложе океана и в значительно меньшей степени, чем в Тихом океане, переходная зона, представленная тремя областями — Карибской, морем Скотия и Средиземноморской (рис. 8.11; рис. XVI цв. вкл.). Современные знания о строении дна Атлантического океана основаны на исследованиях сотен выдающихся ученых, среди которых следует отметить фундаментальные работы А. В. Ильина, М. В. Кленовой, О. К. Леонтьева, А. П. Лиси-

цына, Г. Г. Матишова, Г. Б. Удинцева, Е. П. Дубинина, С. А. Ушакова, Ф. Шепарда, К. Эмери, Х. Хольтедаля и др.

**Подводные окраины материков и переходные зоны.** Шельф занимает 10,3 % площади дна Атлантического океана. На северо-западе шельф Гренландии, Лабрадора, Новой Шотландии, залива Мейн характеризуется широким развитием реликтовых форм ледникового рельефа. Поверхность шельфа в этом районе осложнена глубокими впадинами-желобами (желоб Св. Лаврентия, продольные желоба на Гренландском шельфе, впадина залива Мейн), представляющими собой погруженные участки платформы, ограниченные разломами. Приподнятые банки, окаймляющие внешний край шельфа, сложны моноклинально залегающими породами мезозойского возраста. На поверхности банки Джорджес выделяется серия гряд, сформированных приливными течениями.

Преимущественно рифтогенные континентальные окраины Атлантического океана имеют сходную эволюцию, включающую три главных этапа: этап континентального рифтогенеза, этап перехода от континентального рифтогенеза к спредингу и этап спрединга и образования новой океанической впадины.

Южнее п-ова Кейп-Код, через который проходит граница последнего оледенения, поверхность шельфа представляет собой пологоволнистую равнину, пересеченную рядом затопленных речных долин. Наиболее значительная из них — долина Гудзон. У восточного берега Флориды к шельфу прилегает большое подводное плато Блейк, сложенное с поверхности крупнозернистыми отложениями, хотя большая часть его поверхности лежит на глубинах 300 — 1 000 м.

Материковый склон, начинаясь на глубинах 100 — 200 м, отличается значительной крутизной и изборозден большим числом подводных каньонов.

Материковое подножие до плато Блейк представлено широкой наклонной равниной, образованной главным образом интенсивным накоплением отложений мутьевых потоков. В структурном отношении материковое подножие представляет собой глубокий прогиб, заполненный осадками, накопление которых идет по крайней мере с юры. У основания уступа плато Блейк материковое подножие выражено в виде глубокой впадины (до 5,5 тыс. м глубины). В строении материкового подножия участвуют крупные аккумулятивные формы, созданные донными течениями.

К подводной окраине материка относится группа Багамских банок и островов. Банки сложены коралловыми и оолитовыми известняками.

Ширина шельфа Мексиканского залива и глубина его внешнего края существенно изменчивы. Переходы от шельфа к материковому склону нечеткие. Нижняя часть склона почти всюду выражена в виде очень крутого уступа. Большая часть впадины Мексиканского залива занята аккумулятивной наклонной равниной материкового подножия.

У полуострова Юкатан шельф расширяется и осложнен многочисленными коралловыми постройками. Наиболее своеобразная черта подводной окраины материка в районе Мексиканского залива — широкое распространение известняковых шельфовых платформ, которые формируются здесь с юрского времени.

В пределах всего этого региона прослежен древний (юрско-нижнемеловой) барьерный риф огромной протяженности, погребенный под позднейшими осадками. Специфической особенностью этого региона является широкое развитие солянокупольных структур, осложняющих строение поверхности шельфа, материкового склона и подножия в Мексиканском заливе и вдоль северного побережья Кубы.

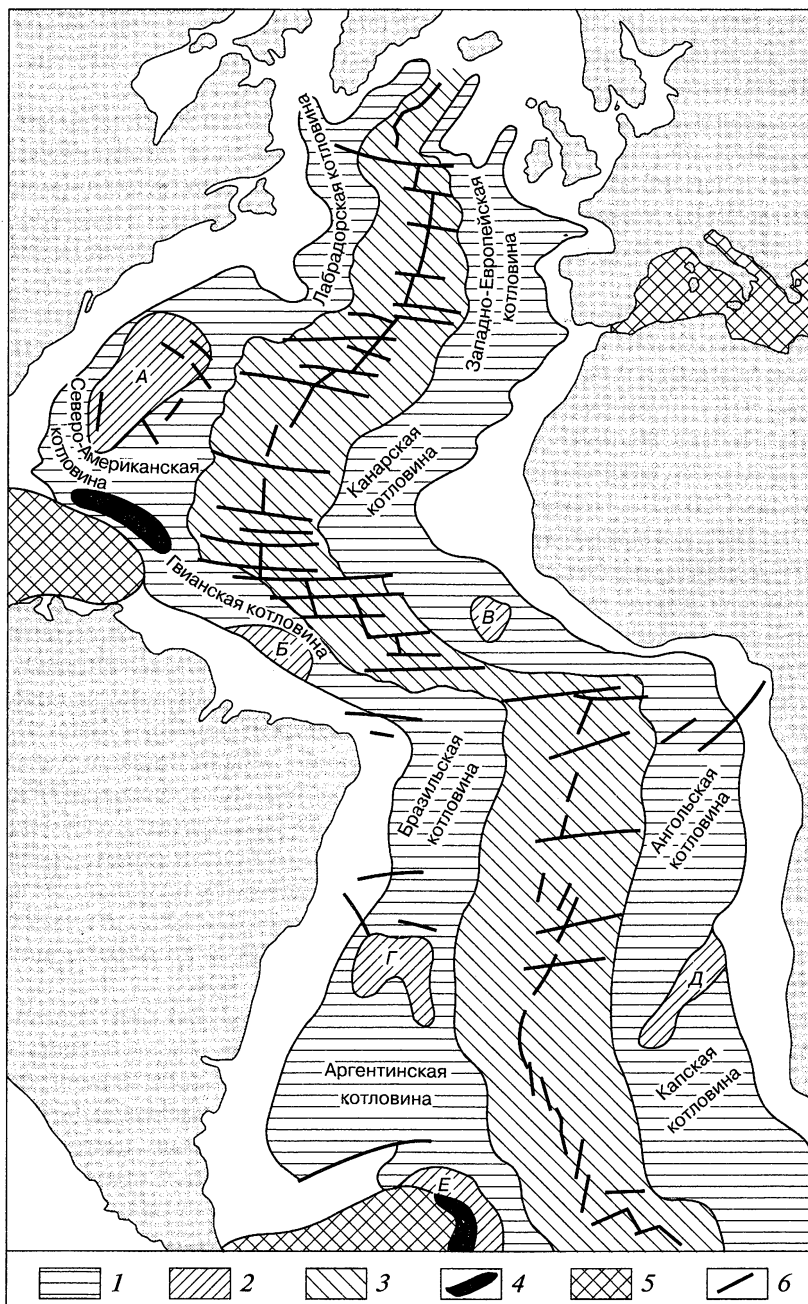


Рис. 8.11. Схема рельефа дна Атлантического океана (из О. К. Леонтьева, 1982):

1 — котловины ложа океана; 2 — поднятия ложа (А — Бермудское, Б — Сеара; В — Сьерра-Леоне, Г — Риу-Гранди, Д — Китовый хребет, Е — Внешний); 3 — срединно-океанический хребет; 4 — глубоководные желоба; 5 — другие структуры переходных областей; 6 — разломы

Северная окраина Южной Америки окаймлена довольно широким шельфом. Восточнее острова Тринидад внешняя граница шельфа лежит на глубине менее 100 м, и преобладающие формы рельефа здесь — коралловые постройки. У Гвианского побережья и далее на восток шельф очень широкий, сложен терригенными осадками, имеет выровненную поверхность. На внешнем крае шельфа — отмершие коралловые постройки.

На всем шельфе Северной Америки и части шельфа Южной Америки в рельефе дна отчетливо выражены следы древних береговых линий, образованных в результате неоднократных изменений уровня океана в четвертичное время. Ряд погруженных террас отмечен на шельфе Гренландии, США и Мексиканского залива. На Гвианском шельфе четко выражена береговая линия на глубине около 25 м.

У берега Бразилии шельф очень узкий, а глубина его не превышает 70 — 100 м. Поверхность выровнена, имеются отдельные небольшие коралловые постройки.

От устья Амазонки берет начало подводный каньон Амазонка, через который транспортируется огромная масса аллювиального материала (от 500 млн до более чем 1 млрд т в год). На протяжении длительного времени (от 8 до 15 млн лет) за счет этого переноса сформировался глубоководный конус выноса.

Амазонский конус — один из крупнейших глубоководных конусов мира, начинаясь от низовьев каньона, простирается до абиссального плато на глубинах более 4 600 м, ограничиваясь на северо-востоке возвышенностью Сеара, а на севере — абиссальным плато Демерара и отрогами Срединно-Атлантического хребта (рис. 8.12). Большая часть верхнего и среднего конусов охвачена процессами массового транспорта наносов (оползанием, скольжением, течением осадков). Отложения массового транспорта осадков установлены на поверхностях верхней и средней части конуса выноса Амазонки (Damuth, Embley, 1981). Эти оползнево-обломочные комплексы покрывают площадь примерно 75 тыс. км<sup>2</sup>, или около 10 % конуса. Обломочные потоки (дебрис флоу) встречаются на склонах с уклонами от 1:90 до 1:165 (0,01 — 0,006) на расстоянии более 300 км. Эти отложения имеют мощность в среднем 1 — 50 м, и общий объем таких осадков может превысить 3 800 км<sup>3</sup>. Верхние части осадочных комплексов включают оползневые возвышенности или оползневые отложения. Нижние части склонов этой зоны формируются перемещенными отложениями тонких (мощностью до 50 м) обломочных потоков.

Массовый транспорт осадков является важнейшим седиментационным процессом глубоководных конусов выноса. Вместе с тем эти процессы являются индикатором явлений, происходящих в подводном каньоне Амазонки. В частности, измерения на глубине 65 м вблизи основания подводной дельты Амазонки показали (Sternberg et al., 1996), что повторное взвешивание донных отложений происходило в результате действия приливных течений (91 % времени измерений в 19 суток) и поверхностных гравитационных волн (46 % времени). В течение двух недель изменчивость переноса осадков была сильной. Потоки частиц во время сизигийных приливов в 5 раз превосходили значения переноса во время квадратурных приливов. На 15-й день почасовой регистрации было отмечено явление лавинной седиментации, во время которого 44 см наносов отложены за 14 ч. Между тем годовая скорость седиментации в этом районе составляет 10 — 60 см/год. Такая седиментация отражает перемещение наносов в верхней части подводного склона дельты, вызванное волнами и течениями.

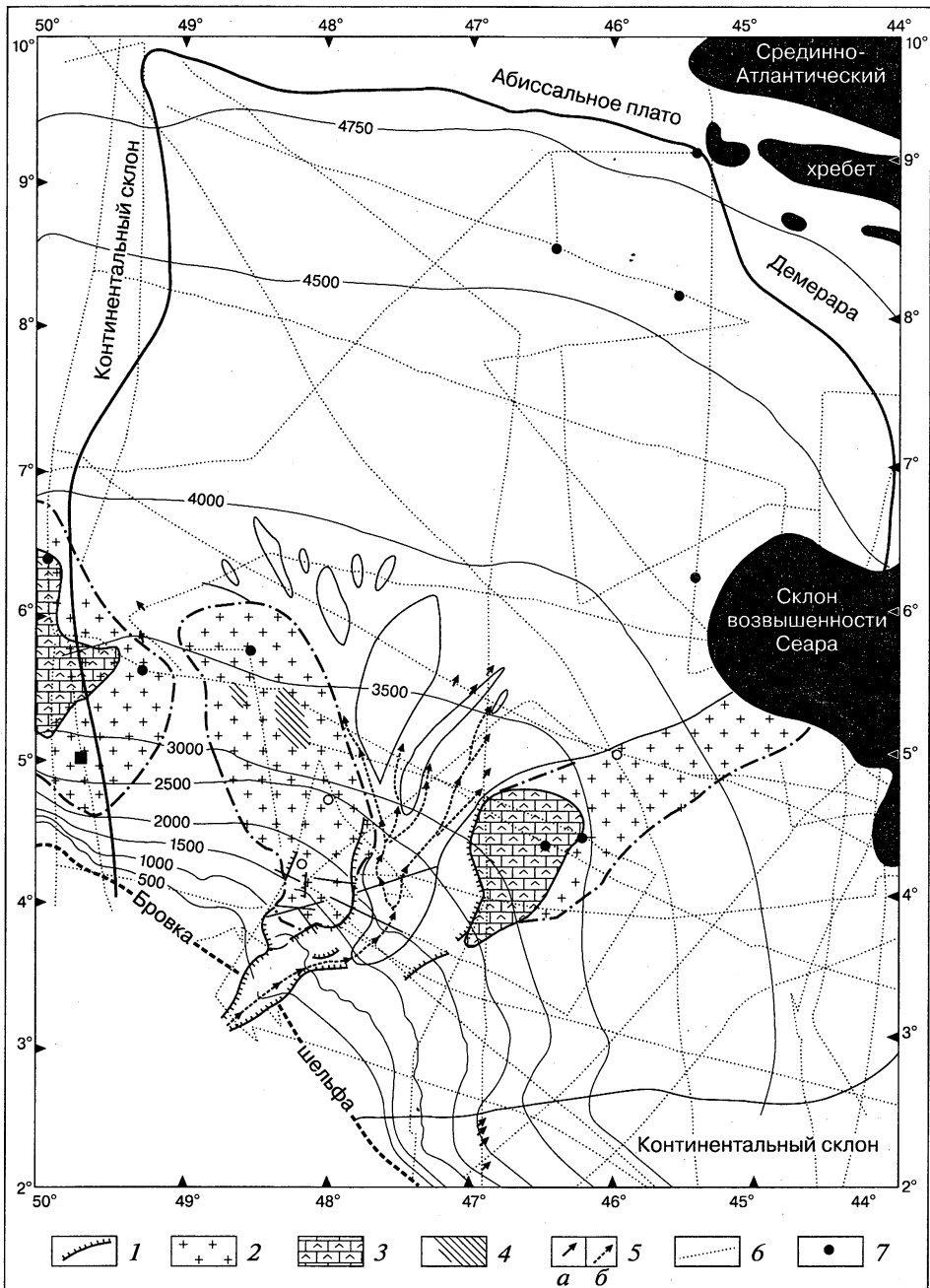


Рис. 8.12. Схема Амазонского конуса выноса с ареалами распространения восточного, центрального и западного оползнево-обломочных комплексов:

1 — обрывы; 2 — обломочные потоки; 3 — отложения оползневых возвышенностей и зона смещения; 4 — погребенные обломочные потоки; 5 — оси распределительных каналов (а — более 20 м, б — менее 20 м); 6 — галсы судна; 7 — места отбора проб (колонки)

У берегов Уругвая и особенно Аргентины шельф резко расширяется. Глубина внешнего края возрастает до 200 м, имеются выходы палеогеновых пород. Отмечается ряд древних впадин, выполненных мощной толщей осадков, отложившихся в мезозое и кайнозое. Материковый склон Аргентины имеет ступенчатую структуру. Южнее Ла-Платы он расчленен многочисленными подводными каньонами. На всем протяжении подводной окраины Южной Америки имеется широкая наклонная равнина материкового подножия.

Особый элемент подводной окраины Южно-Американского материка — Фолклендское подводное плато, в виде клина выдающееся к востоку. Здесь преобладают денудационные формы рельефа, отмечаются крупные выступы дна, с севера плато ограничено крутым уступом, подножие которого лежит на глубинах до 6 тыс. м.

Подводная окраина Европейского материка по строению существенно отличается от североамериканской. Вдоль Шпицбергена и далее на юг протягивается четко выраженный материковый склон, который на этом участке образует морфологическую границу между Норвежским и Баренцевым морями. Подводная окраина Скандинавии состоит из сравнительно узкого норвежского шельфа и подводного плато Воринг, разделенных крутым уступом. Прибрежная часть шельфа выровнена; здесь выработана своеобразная поверхность, обязанная своим происхождением совместному действию морозного выветривания, приливов и волн. Это так называемый стрендфлет. Внешний край шельфа приподнят и представляет собой гряду скалистых банок. Поверхность стрендфлета прорезана рядом поперечных ложбин, лежащих на продолжении фиордов. На юге области отмечается глубокий Норвежский желоб.

Обширный шельф располагается вокруг Британских островов и между ними и материком. Рельеф шельфа в пределах Северного моря отличается чередованием пологих возвышенностей и пологих впадин.

Отдельные небольшие возвышенности дна связаны с погребенными соляными куполами. Для прибрежной части шельфа характерны длинные и высокие (до 20 — 30 м относительной высоты) песчаные гряды, сформированные приливными течениями.

Подводная окраина Европы к западу от Британских островов, Франции и Пиренейского п-ова обнаруживает связь с тектоническими структурами суши. Вместе с тем крупные впадины, лежащие у материкового подножия с мощностями осадков порядка 5 — 7 км, свидетельствуют об общности структурной природы материкового подножия Западной Европы и Северной Америки.

К западу от Британских островов шельф четко ограничен материковым склоном, но к северу от них переход к материковому подножию и ложу океана очень своеобразен. Здесь прежде всего отмечается подводная возвышенность — Исландско-Фаррерский порог, который соединяет шельф Северного моря с прибрежной отмелью Исландии.

Шельф Бискайского залива узок. Здесь преобладают денудационные формы рельефа. Материковый склон расчленен подводными каньонами. Материковое подножие окраины Европы имеет небольшую ширину, но местами характеризуется большой мощностью осадков.

Подводная материковая окраина Пиренейского п-ова имеет очень узкий шельф и сложно построенный материковый склон и материковое подножие.

Шельф Африканского материка отличается малой шириной. Максимального развития шельф достигает у берегов Сьерра-Леоне, Либерии и Гвинеи. Здесь

четко выражены затопленные речные долины и дельты, пересыпи и лагуны, ряд древних береговых линий — на глубинах 25, 35, 45, 55, 80 и 90 м. Шельф сложен мощной толщей мезозойских и кайнозойских осадков.

Шельф Гвинейского залива также узкий и на большей части площади сложен песчаными осадками, он расширяется лишь у устья Нигера, где преобладают илистые отложения. Бровка шельфа расположена на глубине около 200 м. Поверхность шельфа ровная. К югу от Китового хребта шельф расширяется и разделяется на две ступени: внутреннюю, ограниченную изобатой 100 м, и внешнюю с глубинами до 300—400 м, имеющую более расчлененный рельеф.

Материковый склон Африки почти всюду выражен в виде довольно крутого уступа, но местами заметно выполаживается или приобретает ступенчатую структуру. Начиная от экватора, склон сильно расчленен подводными каньонами.

Материковое подножие к северу от Канарских островов имеет гористый рельеф. Существенным элементом рельефа этой зоны является вулканический хребет Канарских островов. Это район интенсивного вулканизма с трахитово-базальтовым типом эффузивов. На островах встречены граниты и сиениты древнего облика, четвертичные и современные излияния представлены базальтами и трахитами.

Материковое подножие между Канарскими островами и шельфом Сьерра-Леоне генетически связано с накоплением эффузивного материала. На остальной части подводной окраины Африканского материка материковое подножие имеет вид наклонной аккумулятивной равнины и генетически связано с длительным накоплением турбидитов.

Глубоководный конус выноса имеется у каньона Тру-сан-Фон на траверсе порта Абиджан (Dietz, Knebel, 1971). Выносы каньона на глубинах, превышающих 3—5 км, достигают в ширину 6 км, а по мощности — около 100 м. Таким образом, площадь разреза осадков, равная 60 000 м<sup>2</sup>, в 60 раз превышает величину площади разреза дельты Миссисипи.

Обширный конус выноса есть у каньона Конго (см. рис. 5.5). Система каналов усложняет рельеф этой большой аккумулятивной формы (Heezen et al., 1964). В колонках, взятых на конусе, установлена градационная слоистость.

Эти данные определенно указывают на постоянное поступление осадков на конус выноса из береговой зоны. Даже при твердом стоке более 70 млн т/год в устье реки не образуется дельты. По другим данным (Eisma, 1982), р. Заир (Конго) выносит в океан 40 млн т/год взвесей, в том числе от 4 до 12 млн т органических веществ при средней мутности воды 32 г/м<sup>3</sup>. Из этого количества 2 млн т выносятся в море, 20 млн т оседает на дно каньона в пределах эстуария, а 16 млн т поступает в подводный каньон с поверхности шельфа, оставшаяся часть твердого стока осаждается на шельфе. Ежегодно от 17 до 25 млн т минеральных веществ поступает на конус выноса подводного каньона.

Различия в строении подводных окраин материков на западе и на востоке океана довольно существенны. Особенность подводной материковой окраины в восточной части Атлантического океана заключается в том, что в ее строении участвуют вулканические сооружения, в частности островов Канарских и Зеленого Мыса, а также глыбовое Гвинейское поднятие, осложненное многочисленными разломами и вулканами.

**Моря переходной зоны.** Бассейн Атлантического океана включает четыре обособленные области, характеризующиеся сложным строением и различной историей развития. Это Карибское, Скотия, Лабрадорское и Средиземное моря.



Первые два покрывают большую часть литосферы одноименных литосферных плит и представляют собой переходные зоны от Атлантического океана к Тихому. Средиземное море включает в себя реликтовые бассейны палеоокеана Тетис, расположенные в пределах Альпийско-Гималайского коллизионного пояса сжатия, и непосредственно связано с эволюцией как Атлантического (западная часть Средиземного моря), так и Индийского (восточная часть Средиземного моря) океанов.

**Срединно-океанические хребты.** Наиболее морфологически выраженной глобальной структурой Атлантического океана является *Срединно-Атлантический хребет* (САХ) (см. рис. 1.19, б) Он характеризуется медленными скоростями спрединга, увеличивающимися с севера на юг от 1,7 см/год (на хр. Мона) до 3,7 см/год (вблизи тройного соединения Буве).

Срединный хребет между Шпицбергеном и Гренландией восточным склоном примыкает к материковому подножию и протягивается в виде узкого гребня, разбитого продольными дислокациями и осложненного подводными вулканическими пиками. Зона хребта совпадает с поясом эпицентров землетрясений.

Продолжение срединно-океанической системы к югу от Исландии представлено хр. Рейкьянес. Срединно-океанический хребет здесь сильно расширяется. Вдоль разломов расположены подводные вулканы, один из которых извергался в 1963 г., в результате извержения образовался новый остров — Сюртсей. Примерно на широте Ирландии хребет рассечен поперечными разломами Рейкьянес и Гиббса, к последнему приурочена группа подводных гор Фарадея. К югу от них начинается Северо-Атлантический хребет. Азорский вулканический массив расположен в зоне одноименного поперечного разлома, который прослеживается от подводной окраины Северной Америки до Пиренейского полуострова. Это одна из наиболее активных вулканических зон Атлантики.

К югу от Азорских островов расположена группа подводных вулканических гор Грейт-Метеор. Хребет пересекается несколькими широтными трансформными разломами. В районе экватора хребет сечет целый ряд трансформных разломов, по которым отдельные сегменты срединно-океанического хребта сдвинуты относительно друг друга в восточном направлении. С крупнейшими из этих разломов связаны глубокие поперечные впадины, например Романш глубиной до 7 856 м. Сегменты рифтовых зон САХ смещаются по разломам на десятки — первые сотни километров. Трансформные разломы представляют собой глубокие ущелья.

К югу от экватора простирается Южно-Атлантический хребет, который сохраняет в целом меридиональное простирание. Поперечных секущих разломов здесь значительно меньше, чем в Северном полушарии. Осевая зона хребта разбита на серию коротких сегментов, смещенных на первые десятки километров небольшими трансформными разломами.

Хребет имеет большую, чем в северной части Атлантики, ширину и занимает более 1/3 площади дна океана. С крупными поперечными разломами связаны очаги современного или недавнего вулканизма (острова Вознесения, Св. Елены, Тристан-да-Кунья).

В районе вулканического о. Буве простирание хребта меняется на субширотное, и Срединно-Атлантический хребет переходит в Африканско-Антарктический, сохраняющий рифтовую структуру гребня. Он огибает Южную Африку и простирается далее в Индийский океан. С запада к нему примыкает небольшой Американско-Антарктический хребет.

Детальными исследованиями на Срединно-Атлантическом хребте (САХ) от 23° с. ш. до 37° с. ш. установлена тонкая структура рельефа дна гребневых зон медленно раздвигающихся хребтов (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001). В районе гребневых зон выделяются: 1) внутреннее дно (внутренняя, или осевая, долина); 2) внутренние стенки; 3) террасы; 4) внешние стенки, образующие границу срединной долины и рифтовых гор; 5) рифтовые горы.

Для хребтов с медленным спредингом установлен заметный разброс возраста недавнего вулканизма в неовулканической зоне, в ширине внутреннего дна, возрастах сбросов и в распределении трещин.

Выходы высокотемпературных гидротерм в виде «черных курильщиков» и сульфидные образования наблюдались в осевых зонах САХ в нескольких районах. Гидротермальные источники встречаются на вершинах холмов, сложенных блоками сульфидов и образованных в результате обрушения гидротермальных трубок. Холмы окружены покровом гидротермальных осадков, имеющих цвет от оранжевого до зеленого.

Гидротермальная деятельность в рифтовых зонах медленно раздвигающихся СОХ имеет следующие особенности: 1) гидротермальная активность и характер сульфидного рудообразования носят эпизодический характер со сменой высокотемпературной, низкотемпературной и диффузной циркуляции; 2) периоды активных высокотемпературных эпизодов и формирования сульфидных руд вряд ли превышают первые сотни лет; 3) характер и периодичность гидротермальной активности, а также особенности сульфидного рудообразования зависят от локальных структурно-тектонических особенностей рифтовой зоны.

**Американо-Антарктический хребет (ААХ)** простирается от тройного соединения Буве до тройного соединения Скотин, расположенного на юге дуги Скотия. Полная скорость спрединга вдоль этого хребта варьирует от 18 до 22 мм/год. Короткие (десятки километров) спрединговые сегменты субмеридионального простираения разбиваются протяженными (сотни километров) трансформными разломами. Наиболее крупные из трансформных разломов имеют длину смещения от 102 до 529 км. Эти разломы в рельефе выражены узкими ущельями, глубины которых превышают 5 500 м. Ущелья обрамляются хребтами, а амплитуда рельефа достигает 3 500 м. Средняя глубина дна гребня спрединговых хребтов составляет приблизительно 2,5 км. К востоку по мере приближения хребта к тройному соединению Буве она несколько уменьшается. Дно рифтовой долины располагается на 1,5 — 2,0 км глубже обрамляющих ее хребтов.

Общее простираение западного **Африкано-Антарктического хребта** субширотное, а простираение отдельных спрединговых сегментов 120°. Он разбит на ряд сегментов крупными трансформными разломами Буве со смещениями до 200 км. Восточная часть Африкано-Антарктического хребта длиной почти 1 000 км расположена между разломами Шака (14° в. д.) и Дю-Тойт (25° в. д.) и не нарушена крупными трансформными разломами. В отличие от других хребтов с подобными скоростями спрединга в этой части хребта отсутствует глубокая рифтовая долина, а отмечается широкая неглубокая (менее 1 км) долина.

**Ложе океана.** Рельеф ложа Атлантического океана, как и в других океанах, характеризуется сочетанием подводных хребтов, или поднятий, и котловин. Глубоководные котловины занимают 39 % площади дна океана. Средняя глубина дна котловин 4 670 м. В северо-западной части океана Ньюфаундлендский хребет отделяет расположенную севернее его одноименную котловину от Северо-Американской.

Ньюфаундлендская котловина отделена от Лабрадорской цепочкой подводных гор. К югу от Ньюфаундленда в центральной части Северо-Американской котловины расположено крупнейшее подводное поднятие — Бермудское плато. Оно обращено на юго-восток крутым уступом, расчлененным ущельями. Верхний слой плато сложен осадками мощностью до 2 км. Наиболее древние отложения этого слоя — меловые. Под ними залегают более древние осадочные породы и породы «второго» слоя мощностью около 4 км, которые подстилаются нормальными океаническими базальтами. Над поверхностью плато, расположенной на глубине более 4 км, возвышаются отдельные вулканические горы, образующие основу Бермудских островов. Сами острова сложены коралловыми известняками.

Крупной положительной морфоструктурой в юго-западной части Северо-Американской котловины является хр. Блейк-Багама. К юго-востоку от него вдоль глубоководного желоба Пуэрто-Рико протягивается внешнее Антильское поднятие — типичный окраинный океанический вал. Под толщей рыхлых осадков мощностью около 400 м залегают уплотненные глинистые отложения мелового возраста.

В зоне экватора от подводной окраины Южной Америки к срединному хребту протягивается порог Пара, наиболее приподнятую его часть образует поднятие Сеара. По предположению А. В. Ильина, порог Пара обусловлен накоплением мощных выносов Амазонки, твердый сток которой составляет около 1 млрд т в год. В депрессии Демерера мощность выстилающих ее осадков не менее 2 000 м. Поднятие Сеара представляет собой цепочку подводных вулканов.

Южнее расположена Бразильская котловина, в которой присутствуют две ориентированные с запада на восток гряды подводных гор. На одной из вершин Северной гряды расположен единственный в Атлантическом океане океанический коралловый атолл — Рокас. Южная гряда состоит из нескольких гайотов и островов, сложенных нефелиновыми базальтами и фонолитами. Эти вулканические сооружения маркируют зону разломов, пересекающую Бразильскую котловину, и протягиваются на восток к Срединно-Атлантическому хребту в районе о. Св. Елены.

Еще южнее, примерно на 25—35° ю. ш., расположено крупное поднятие Риу-Гранди, с очень крутым (до 12°) северным склоном, местами осложненным оползнями. Над общей холмистой поверхностью поднятия возвышаются вулканические горы. На глубине около 100 м от поверхности дна залегают меловые отложения.

К югу от Риу-Гранди лежит Аргентинская котловина. В ее пределах нет значительных поднятий, за исключением аккумулятивного хр. Сапиола в южной части котловины, который, по-видимому, образовался за счет действия донного антарктического течения.

В восточной части ложа океана выделяется группа вулканических сооружений и тектонических поднятий к юго-западу от Португалии, связанная с Азоро-Гибралтарским разломом. Южнее располагается Канарская котловина, характерной особенностью которой является крупное тектоно-вулканическое сооружение Канарских островов.

От экваториальной части срединного хребта на северо-восток к побережью Камеруна, на фоне волнистого, слаборасчлененного рельефа выделяется цепь подводных вулканов и вулканических островов, расположенных вдоль крупного регионального разлома, продолжающегося и на материке. На побережье к этому разлому приурочен действующий вулкан Камерун. Этот подводный порог назы-

вают Гвинейским поднятием. Оно отделяет одноименную котловину от Ангольской. Последняя с юга ограничена глыбовым Китовым хребтом с выровненной поверхностью, сложенной мощной толщей рыхлых осадков.

Хребты, пороги и поднятия отделяют друг от друга океанические котловины. Перечень котловин с указанием их максимальных глубин приведен ниже (по О. К. Леонтьеву).

<i>Котловины к западу от срединного хребта</i>	<i>Глубина, м</i>	<i>Котловины к востоку от срединного хребта</i>	<i>Глубина, м</i>
Гренландская .....	3 880	Норвежская .....	3 600
Лабрадорская .....	4 480	Западно-Европейская.....	5 668
Ньюфаундлендская .....	5 819	Иберийская .....	5 100
Северо-Американская.....	6 594	Канарская.....	6 501
Гвианская.....	4 830	Зеленого Мыса.....	7 297
Бразильская .....	6 059	Сьера-Леоне.....	6 040
Аргентинская.....	6 212	Гвинейская .....	5 212
		Ангольская .....	5 699
		Капская .....	5 457
		Агульяс .....	5 940

В котловинах Атлантического океана значительные площади занимают плоские абиссальные равнины, что связано с более интенсивным осадконакоплением в пределах ложа Атлантического океана по сравнению с Тихим и Индийским океанами. Наиболее обширные площади плоских абиссальных равнин отмечаются в Северо-Американской и Канарской котловинах. Они занимают не менее 20 % площади ложа океана. Здесь также преобладает абиссальный холмистый рельеф.

Котловины и океанические поднятия характеризуются типичным океаническим строением земной коры. На большей части ложа мощность осадочного слоя составляет около 1 км, а в пределах абиссальных плоских равнин западной части океана — до 2 км.

Наиболее древние породы, вскрытые бурением, — верхнеюрские (Северо-Американская котловина). Весь разрез осадочной толщи представлен пелагическими глубоководными осадками, под которыми повсюду хорошо выражен «второй» слой, состоящий, по-видимому, из переслаивающихся вулканитов и уплотненных осадков.

**Донные отложения.** Мелководные отложения в Атлантическом океане представлены главным образом терригенными осадками, в некоторых районах — коралловыми и оолитовыми. Шельф Антарктиды, частично материковый склон и подножие выстланы айсберговыми отложениями. На шельфе Исландии, а также Азорском плато распространены вулканогенные породы. Мелководные отложения занимают около 20 % площади дна Атлантического океана (рис. 8.13).

Среди глубоководных отложений наиболее распространены фораминиферовые илы. Они занимают около 65 % всей площади ложа океана и срединных хребтов. Атлантический океан представляет собой часть Мирового океана, характеризующуюся максимальным проникновением на север фораминиферовых илов, что связывается с влиянием теплого Северо-Атлантического течения.

Глубоководная красная глина в Атлантическом океане встречается на 20 % площади абиссали, выстилая наиболее глубокие участки днищ котловин. Литологически это очень тонкие по механическому составу осадки, слабомарганцови-

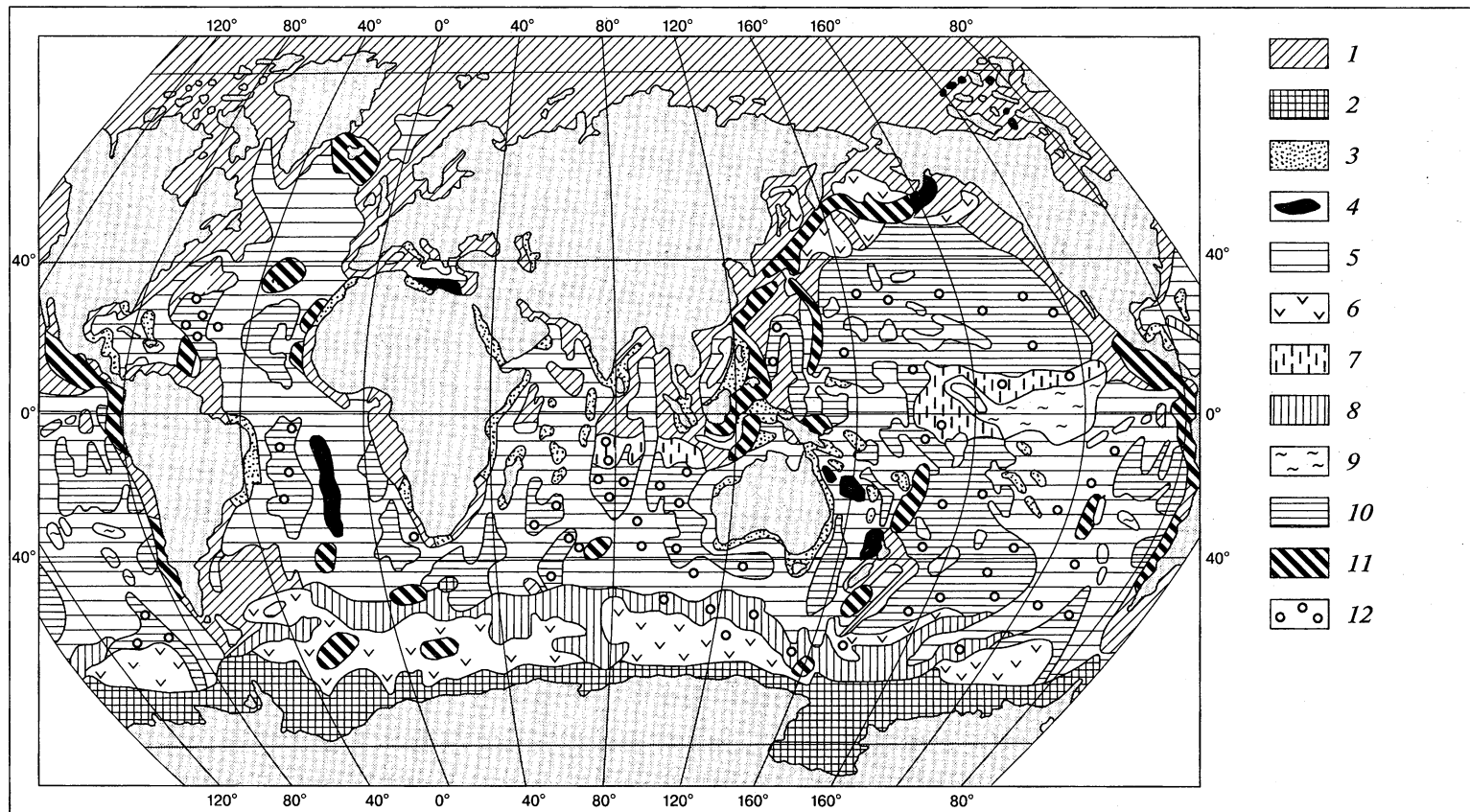


Рис. 8.13. Схематическая карта донных отложений Мирового океана (из О. К. Леонтьев, Белоденко, 1980):

1 — терригенные отложения (кроме айсберговых); 2 — айсберговые; 3 — ракушечные и коралловые; 4 — птероподовые; 5 — фораминиферовые; 6 — диатомовые; 7 — радиоляриевые; 8 — смешанные диатомово-фораминиферовые; 9 — смешанные радиоляриево-фораминиферовые; 10 — глубоководная красная глина; 11 — вулканогенные отложения; 12 — железомарганцевые конкреции

стые, в ряде случаев слабожелезистые, коричневого или кирпично-красного цвета. К полям их распространения часто приурочены железомарганцевые конкреции.

Радиоляриевые илы в Атлантическом океане отсутствуют. В южной части Атлантики широко представлены диатомовые отложения. Содержание аутигенного кремнезема в них составляет 62—72 %. Сплошное поле диатомовых отложений, протягивающееся через все океаны в зоне Течения Западных ветров, в Атлантике прерывается лишь в проливе Дрейка, что связано с высокими скоростями придонных течений.

В Атлантическом океане наибольшее распространение по сравнению с другими океанами имеет птероподовый ил. Поскольку птероподы — теплолюбивые организмы, птероподовый ил, залегающий, как правило, на глубинах до 2 500 м, приурочен к теплым водам. Существенной чертой распределения донных осадков в океане является значительное распространение терригенных алевритов и пелитов в некоторых котловинах ложа океана. Развитием терригенных отложений на абиссальных глубинах характеризуются, в частности, Северо-Американская, Гвианская и Аргентинская котловины.

## 8.11. Берега

**Берега Северной и Южной Америки.** Морской лед ограничивает волновое воздействие на берега арктической Канады в летний сезон, но все же абразия довольно интенсивна. Здесь существуют клифы, выработанные в ледниковых отложениях о. Виктория, о. Кинг-Вильям и м. Батурст, а также в известняках о. Баффин (Bird, 1976). Быстрое отступление клифов в восточной Канаде происходило в районах распространения ледниковых отложений в зал. Фанди и в зал. Св. Лаврентия. Выходы прочных пород обусловили малую изменчивость берегов Новой Шотландии, Квебека, Лабрадора и Ньюфаундленда.

На западном и южном берегах зал. Св. Лаврентия имеются широкие пляжи и барьеры.

Наиболее обширный материал по изменению берегов Атлантики в пределах США представлен в монографии Ф. Шепарда и Х. Уонлеса (Shepard, Wanless, 1971).

В пределах штата Мэн прочные скалистые берега не обнаруживают существенных изменений. На м. Код клиф отступал со скоростью 0,8 м/год (1887—1957 гг.). На южном побережье о. Мартас-Виньярд (Массачусетс) бар в зал. Катама отступил более чем на 880 м в период с 1776 по 1969 г. (4,6 м/год). В течение длительного времени происходил рост на запад косы, отклонившей прол. Файе-Айленд. За 1825—1945 гг. удлинение косы составило 7,3 км (скорость нарастания 58,4 м/год) (Kumar, 1973). Циклы ускорения роста косы, по-видимому, отвечающие этапам повышенной штормовой активности и увеличения расхода потока наносов, отмечаются для 1830, 1870, 1920 гг., т. е. период этого явления около 40—50 лет.

Размыв берегов преобладал в пределах штата Нью-Джерси и продолжается, несмотря на проведение берегоукрепительных мероприятий. Часть продуктов размыва движется на север, в направлении косы Санди Хук, обеспечивая ее нарастание.

Южнее для барьерных баров отмечается медленное вековое смещение их в сторону суши, хотя на отдельных участках происходило выдвигание берегов (рис. XVII

цв. вкл.). В течение прошлого века значительное приращение суши произошло у м. Лукаут и вдоль пролива Окракок (Pierce, 1969), где прирост суши составил от 200 до 400 га за период 1866—1955 гг. Напротив, м. Фер отступил на 500 м в его восточной части и вырос на 200 м на юге между 1849 и 1929 гг. Подобные формы отступления восточных берегов и нарастания южных установлены для аккумулятивного выступа м. Гаттерас. Мыс Ромен на побережье Каролины отступил на 1 200 м на его восточном фланге, но выдвинулся на южном фланге в период с 1886 по 1963 г. Мыс Кеннеди во Флориде также обнаруживает сходные тенденции.

Сходство тенденций в развитии некоторых аккумулятивных дуг атлантического побережья США, по-видимому, является отражением преобладающего перемещения наносов с севера на юг.

При изменении берегов барьерных баров Джорджии прослеженный с 1897 г. прирост ограничивался в основном дистальными участками кос и аккумулятивными выступами в противоположность общей тенденции выдвигания берегов в голоцене, которая зафиксирована в многочисленных сериях береговых валов.

На побережье Майами береговая линия отступала на 2,5 м/год в период 1884—1944 гг., причем около половины величины размыва обусловлено действием урагана 1926 г. Направленное к югу вдольбереговое перемещение наносов отражается в аккумуляции у порта Майами, где молы, построенные в 1918—1925 гг., вызвали к 1959 г. выдвигание пляжа с северной стороны на 450 м, а южнее произошел размыв.

В Северной и Южной Каролине на побережье США по контуру выделяются четыре огромные аккумулятивные дуги, каждая из которых длиной около 100 миль. Формы периодического расчленения контура берега устанавливаются для районов м. Кеннеди и м. Сан-Блас, а также для северной Аляски, где отмечаются три дуги длиной по 80 миль. Для дуг атлантического побережья США высказано предположение о возможной связи их с действием спиралевидных течений, развивающихся с внутренней стороны течения Гольфстрим (Shepard, Wanless, 1971).

Побережье Мексиканского залива в пределах США низменно и окаймлено мангровыми зарослями во Флориде, песчаными барьерами в Техасе, дельтовыми берегами в Луизиане.

На мангровых берегах Флориды за 30-летний период создано аккумуляцией около 607 га новых земель (20,2 га/год) вдоль берегов зал. Бискейн и зал. Флорида. В последние годы отмечаются признаки деградации мангровой растительности Флориды и наблюдается размыв берегов на ряде участков (Rehm, 1976). Вместе с тем в районе м. Сейбл в последние десятилетия происходило выдвигание ракушечных пляжей.

На дельтовых участках в основном происходит выдвигание берега. В зал. Мобил твердый сток привел к выдвиганию береговой линии на 3,2 км между 1890 и 1960 гг. (45,7 м/год), р. Апалачикола также расширяет дельту. Этапы временного отступления дельтовых берегов соответствуют действию ураганов. Изменения в конфигурации барьерных островов характеризуются как нарастанием, так и отступанием в основном при действии ураганов. Известны, однако, случаи полного восстановления прежнего состояния берегов после сильных ураганов.

Между островами Сенибел и Кептив вдольбереговое перемещение в период с 1883 по 1965 г. привело к отклонению и перекрытию проливов. Вместе с тем отступление пляжа со скоростью 0,6 м/год происходило на 24-километровом участке барьера недалеко от зал. Сарасота за период 1957—1973 гг. (Bird, 1976).

К востоку от Миссисипи обнаруживаются небольшие изменения кос и барьеров в течение минувшего столетия. Новый островной бар возник в вершине зал. Пердидо, и пляжи, простирающиеся в восточном направлении к зал. Пенсакола, в среднем выросли по ширине на 60 м за столетие. Восточнее прол. Пенсакола пляж нарастал до 1856—1859 гг., но впоследствии происходил его размыв со скоростью около 1 м в год. Коса Шелл-Айленд недалеко от г. Панама за историческое время нарастала, а сравнение карт 1860 г. с современными съемками мысов Сент-Джозеф, Сент-Блас, островов Сент-Винсент и Сент-Джордж указывает на пеструю картину аккумуляции и абразии.

На о. Сент-Винсент с выступавшими ранее береговыми линиями, зафиксированными в виде береговых валов в минувшие два-три века, произошел переход к размыву берегов (Bird, 1976).

Карта Ж. Моргана отражает изменения берегов Луизианы за 1812—1954 гг. Наряду с участками выдвигания берегов в районах дельт Миссисипи, Себин и Калкесью в целом преобладает отступление берегов. Если молодые образования дельты Миссисипи выступили на 8 км в течение минувшего века, то участки более древнего поля интенсивно отступали (рис. 8.14). В прошедшие десятилетия высокие темпы размыва преобладали над скоростями выдвигания, чему способствовали дноуглубительные работы, а также оседание дельты, происходящее со скоростью более 1 м в столетие.

Барьерное побережье Техаса, которое имеет на суше очевидные признаки прошлого выдвигания, в настоящее время стабильно или отступает. Быстрые отступления берегов происходят во время ураганов. В 1961 г. берег полуострова Матагорда был размыт на 250 м действием урагана «Карла». Однако впоследствии большинство размывших участков было восстановлено аккумуляцией.

Самые большие реки Техаса впадают в лагуны за песчаными барьерами. Река Бразос непосредственно впадала в Мексиканский залив и за период с 1858 по 1938 г. ее арковидная дельта выдвинулась на 1,2 км. Однако искусственное пере-

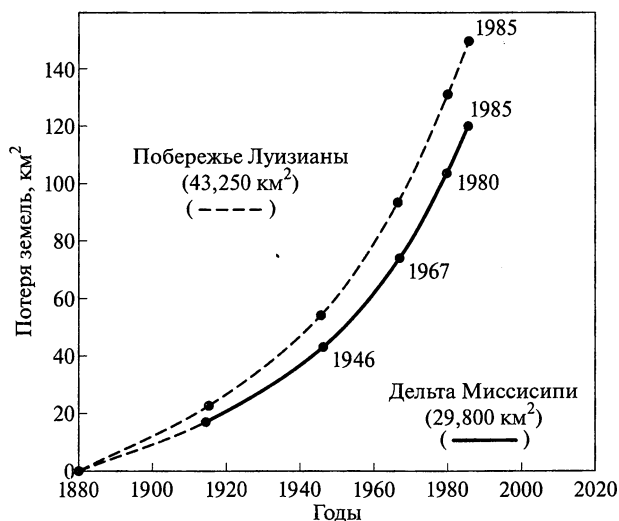


Рис. 8.14. Скорости потери увлажненных земель на побережье Луизианы и дельтовой равнины Миссисипи (Saving Louisianas Coastswetlands, 1985)



мещение устья на запад привело к быстрому выдвиганию дельты на 1,6 км за 20 лет в новом устье, тогда как прежняя дельта стала интенсивно размываться.

Берега Юкатанского полуострова сложены сцементированными пляжевыми осадками «бич-рокс» и в основном медленно отступают. Низменный берег, простирающийся от лагуны Терминос до зал. Кампече имеет выступающие участки, приуроченные главным образом к речным устьям. Однако в последние десятилетия большинство барьерных берегов отступает. На некоторых участках отступающее побережье ограничивается обширными полями дюн. Вследствие дефицита наносов в текущем столетии происходит размыв края дюнных полей (Bird, 1976). На запад от п-ова Юкатан простирается аллювиально-морская равнина, характеризующаяся быстрым выдвиганием и формированием береговых валов (В. П. Зенкович, 1972). Юго-западная оконечность о. Кармен, ограничивающая лагуну Терминос, нарастает со скоростью около 20 м в год.

Побережье Юкатана представляет собой район с низкой энергией волнения. Местами здесь совершенно отсутствует пляж. Значительную часть берега занимают мангровые болота.

Карибское побережье в пределах Белиза, Гондураса, Никарагуа, Коста-Рики, Панамы и Колумбии наряду с абразионными участками имеет обширные аккумулятивные участки, включающие мангровые болота и отдельные системы барьеров и пляжей. Выдвижение их локально и происходит с небольшой скоростью.

Медленное выдвигание береговой равнины происходит на западном побережье зал. Венесуэла, но вместе с тем преобладает отступление песчаных берегов даже вблизи устья р. Магдалена. На побережье Колумбии отмечен рост новой дельты, построенной р. Сина после изменения положения устья в 1942 г.

Широко известны изменения берегов в пределах Гвианы и Суринама. В связи с поступлением больших объемов мелкозернистых осадков от устья р. Амазонка нарастание берегов происходит здесь высокими темпами и в Гвиане достигает 0,63 км в год, а в Суринаме — 0,43 км в год. Сходные тенденции обнаруживаются и в устье р. Ориноко.

В Бразилии, в провинции Амапа, также наблюдается выдвигание берега. В северо-восточной Бразилии песчаные побережья прерываются эстуариями, окаймленными обширными зарослями мангров. Для большей части этого побережья характерна тенденция к аккумуляции. По мере приближения к основному источнику наносов в этом районе — устью р. Амазонка — удивительной представляется тенденция к размыву, проявляющаяся в пределах штата Риу-Гранди-ду-Сул на отрезке побережья длиной не менее 350 км. Песчаные берега, распространенные на побережье Бразилии, в течение прошедших нескольких десятилетий отступали.

От м. Калканьяр до 30° ю. ш. высокий и приглубый берег Бразильского массива представляет собой на большом протяжении древние отмершие клифы (Блажчишин, 1977). Абразии подвержено около 200 км берегов, но скорость их отступления небольшая.

Побережье Уругвая, ранее выдвигавшееся, размывалось в течение минувшего столетия. Восточнее Монтевидео до Мальдонадо распространен абразионный берег. К югу от Ла-Платы берега, сложенные глинами, лёссами, песчано-гравийными отложениями, отступают со скоростью до 30—40 м в год. В Патагонии высокие (до 70—200 м) клифы, образованные рыхлыми отложениями, размываются на протяжении более чем 800 км. Приглубость берега обеспечивает разрушение волн у подножия клифов. С побережья аргентинской пампы и Патагонии, включая

о. Огненная Земля, выносятся в океан за счет абразии более  $36 \cdot 10^6$  т год<sup>-1</sup> обломочного материала, т. е. более половины всех наносов, поступающих в Атлантический океан вследствие абразии (Блажчишин, 1977).

**Берега Европы и Африки.** Фиордовые побережья Норвегии сравнительно мало изменились за минувшее столетие. Наибольшие изменения произошли в верховьях фиордов, где наблюдается локальная аккумуляция. Берега южной Швеции, а также Финляндии характеризуются интенсивным изостатическим поднятием, и на ряде мелководных участков это привело к значительному смещению береговой линии в сторону моря.

Размыв берегов Дании за два столетия оказался преобладающим процессом по отношению к аккумуляции. Участки выступания контуров берегов приурочены к аккумулятивным выступам и мысам, а также ограничены влиянием берегоукрепительных сооружений. Главными источниками прибрежных осадков были продукты размыва клифов и поступления со дна вследствие поперечного перемещения наносов. Относительно более стабильными были песчаные отмели берега Бельгии.

Вопрос об изменениях берегов Британских островов в XIX в. рассматривался специальной королевской комиссией. Комиссия пришла к неожиданному заключению, что за период около 35 лет площадь приобретенной суши превысила площадь потерянных земель в Англии, Уэльсе, Шотландии и Ирландии на 16 750 га. Было отмечено, однако, что потери земель наблюдаются на открытых берегах, а прирост суши почти исключительно сосредоточен в эстуариях. Эти тенденции были действительными для периода до середины 70-х гг. XX в., а в дальнейшем происходит усиление процессов размыва на берегах.

Северное побережье Франции, подобно южному побережью Англии, в основном абразионное. Меловые клифы абрадируются со средней скоростью 0,08 — 0,8 м в год. Однако на некоторых участках зарегистрировано отступление до 97,5 м за период 1925 — 1955 гг. Отступление клифа у м. Элли на побережье Пикардии составило 110 м за 70 лет. Побережье Фландрии в настоящее время в основном искусственное, и изменения здесь незначительные, но мысы, ограничивающие заливы, обнаруживают тенденцию к нарастанию.

Прочные скальные породы п-ова Шербур почти не подвержены размыву, а для примыкающих песчаных и гравийных пляжей отмечено небольшое выдвигание.

На Атлантическом побережье происходила аккумуляция на ряде песчаных мысов. В зал. Жиронда зафиксировано выступание берега на 2,4 км к югу за период 1881 — 1948 гг. В эстуарии Жиронды также преобладала аккумуляция.

Северное побережье Пиренейского полуострова сложено прочными скальными породами и имеет риасовое расчленение. Ранее отмечавшееся на некоторых аккумулятивных участках выступание берегов в настоящее время не фиксируется.

На побережье Португалии есть длинные песчаные пляжи, часть которых отгораживают лагуны, а другие распространены на мысах, ограничивающих заливы. Локальное незначительное выдвигание проявляется лишь на аккумулятивных мысах. Побережье в основном отступает.

Песчаные пляжи, окаймляющие Западную Сахару и Мавританию, простираются в направлении вдольберегового перемещения наносов к югу, вызвавшего отклонение устья р. Сенегал. Изменения в течение прошлого столетия включают рост мысов, обусловленный вдольбереговым поступлением наносов.

К югу от м. Верде длинный эстуарий Гамбия окаймлен мангровой растительностью, и южнее мангры способствовали выдвиганию берегов.

Западный участок Берега Слоновой Кости оставался в основном стабильным, центральный участок между Сассандрой и Гранд-Бассамом отступал (за исключением локальной аккумуляции у волнолома Вриди), а участок к востоку от Гранд-Бассама нарастал в последние годы.

Аккумуляция могла происходить и за счет вдольбереговых поступлений наносов с запада. Подобные изменения фиксируются для побережья Ганы на основании сравнения береговых линий 1945 и 1973 гг. Выдвижение берегов происходило лишь в секторах, примыкающих к волноломам или скальным мысам, где прерывалось направленное к востоку вдольбереговое перемещение наносов. Небольшая аккумуляция зафиксирована для кос, замыкающих лагуны, и для дельтовых участков рек. Нарастание берега за этот период ограничено 2 км из 600 км общей длины берега Ганы. Песчаные берега, ранее выдвигавшиеся, в настоящее время отступают.

Направленное на восток вдольбереговое перемещение наносов продолжается вдоль побережий Того и Дагомеи. Оно прервано, в частности, строительством волнолома порта Лагос, вследствие чего берег, расположенный к западу от мола, выдвинулся, а восточнее мола начал интенсивно отступать (Webb, 1960). Пляж восточнее мола порта Лагос в 1967 г. отступил в среднем на 20,3 м, в 1968 г. — на 19,6, в 1969 г. — на 18,3, а в 1970 г. — на 52,7 м (Usoro, 1971). Наиболее значительный размыв происходит между мартом и сентябрем, когда прибрежные районы находятся под действием юго-западных муссонов.

В пределах Нигерии фиксируются многочисленные следы выдвигания берега в позднем голоцене в виде ряда последовательных генераций кос и лагун, для новейшего времени установлено отступление песчаных берегов. Нарастание берега наблюдается, однако, в пределах дельты Нигера.

Выступление берегов происходило вблизи дельт рек Санага и Огоуэ. Изъятие пляжевого материала вызвало размыв берегов у Либревиля, но нарастание продолжалось на аккумулятивных мысах.

Проградации берега в районе устья р. Конго препятствует практически полное поглощение твердого стока этой реки подводным каньоном, глубоко проникающим в эстуарий реки.

Исследование баланса наносов песчаных кос побережья Анголы (Manzanares Abecasis, 1954) за период 1883 — 1949 гг. привело к заключению о положительном его значении.

Повсеместно на берегах Конго, Кабинды, Заира, Анголы, Намибии и ЮАР прослеживается вдольбереговое перемещение наносов, направленное с юга на север. От залива Уолвис до г. Людериц почти на 500 км берег обрамляется «песчаным морем» Намибии, которое простирается на 500 км в глубь суши и представлено набором эоловых форм рельефа от плоских песчаных поверхностей, изредка покрытых растительностью, до дюн 150-метровой высоты (рис. 8.15).

В Юго-Западной Африке отмечается довольно значительное выдвигание берегов на большом протяжении. В южной части зал. Концепшен произошла столь существенная аккумуляция, что корабль, затонувший на отмели в 1908 г., оказался в 1937 г. на суше в 400 м от линии берега, следовательно, среднегодовое выдвигание превышало 13 м. Песчаные берега выдвигаются на косах зал. Уолвис, у гавани Сандвих, в зал. Моэб. Существующие источники наносов представлены

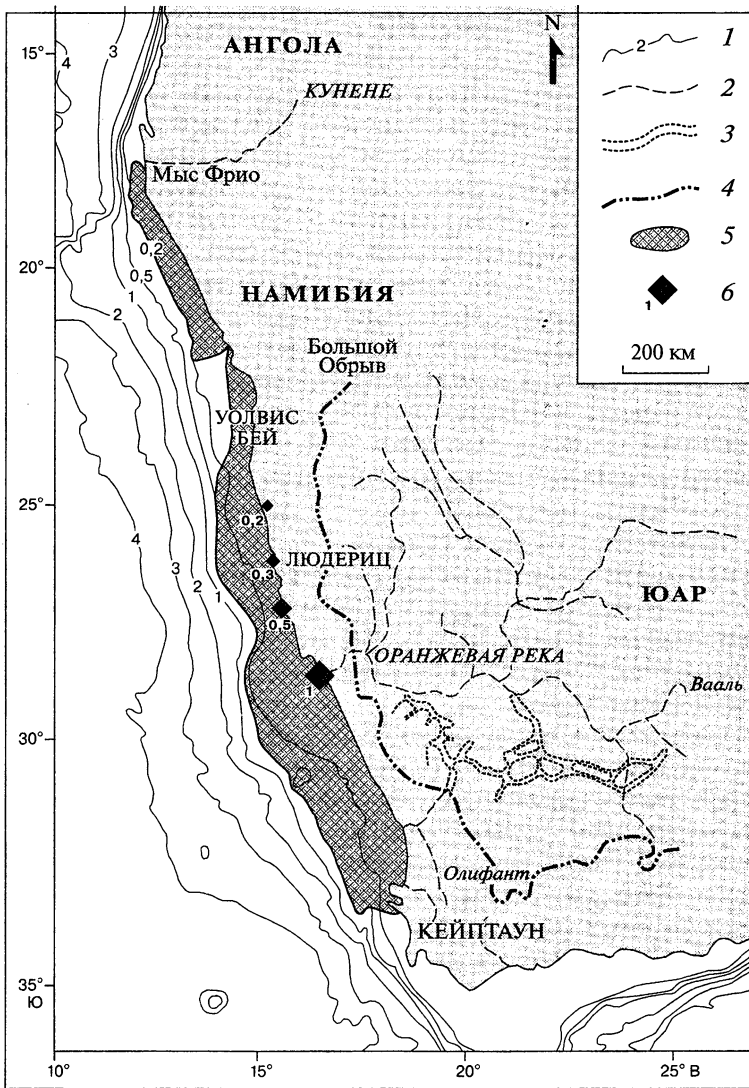


Рис. 8.15. Обобщенная карта западного побережья Южной Африки (из И.И. Шмакова, 2008):

1 — изобаты (км); 2 — главные реки; 3 — палеоречные каналы; 4 — Большой Обрыв; 5 — предполагаемые контуры продолжения подводных россыпей алмазов; 6 — средний вес алмазов (караты)

аллювиальным материалом (из р. Оранжевая) и эоловым материалом, выносимым южными ветрами из пустыни Намиб.

Вдольбереговое перемещение наносов, включая алмазоносные пески, происходит от устья р. Оранжевая на север на расстояние более 1000 км.

На юго-западном побережье Африки происходила самая значительная аккумуляция среди всех океанических побережий.

Для берегов, расположенных южнее, характерно бухтовое расчленение. Клифы на мысах подвергаются абразии, а бухты имеют узкие песчаные и гравийные пляжи.

## 8.12. Полезные ископаемые

Единственной шельфовой областью Мирового океана, где эксплуатируются россыпи алмазов, является юго-западное побережье Африки на протяжении 1 500 км — Намибия, ЮАР и Ангола (см. рис. 8.15). В приморской низменности и прибрежной зоне океана прослеживаются серии морских алмазоносных миоцен-плейстоцен-голоценовых террас на уровнях до 150—160 м на суше и до —60—90 м на дне акватории, а также затопленные палеодолины и обширная дельта р. Оранжевая. Мощность продуктивных горизонтов — от долей метра до 3,7 м, ширина — от 2—5 до 30—50 м, мощность вскрыши — от 1—2 до 30—40 м. В россыпных месторождениях Намибии и ЮАР запасы алмазов в сумме превышают 400 млн каратов. Содержания алмазов в целом составляют 0,1—0,2 карата/м<sup>3</sup>, но в отдельных телах достигают 1—5 и даже 50—100 карат/м<sup>3</sup>. Алмазоносны также отложения многочисленных временных водотоков и дефляционные образования. Добыча алмазов из морских месторождений Юго-Западной Африки ведется на глубинах до 50—60 м и составляет 5 % мировой добычи. Характерны относительно высокое содержание и качество алмазов.

На восточном побережье известны крупные россыпи ильменит-рутил-циркон-монацитового состава, а вдоль побережья Канады распространены магнетитовые пески с огромными запасами (15—18 млрд т). Богатые ильменит-магнетитовые россыпи обнаружены в Центральной Америке, а в Бразилии разрабатываются титано-циркониевые россыпи.

В европейских странах небольшие прибрежные россыпи ильменита, магнетита, титаномагнетита, циркона, рутила, граната развиты почти повсеместно.

Ильменит-рутил-цирконовые россыпи, местами с монацитом или магнетитом, распространены и в прибрежных странах Африки. В ЮАР разведана одна из крупнейших в мире комплексных россыпей Ричардс-Бей. Она приурочена к древней террасе на высоте 20—30 м, ее длина 17 км, ширина до 2 км. В россыпях ЮАР содержится 2 млн т ильменита, 0,2 млн т рутила и 0,1 млн т циркона. В настоящее время страна дает около 17 % мировой добычи ильменита и рутила.

Крупные месторождения известны в Сьерра-Леоне и Египте.

### 9.1. Географическое положение, орография

Индийский океан целиком лежит в теплом поясе Мирового океана. В основном он экваториально-тропический с обилием коралловых и мангровых берегов. Лишь северная часть Красного моря и Персидского залива оказываются в субтропиках Северного полушария, а воды южнее Мадагаскара — в субтропиках Южного полушария.

На севере Индийский океан (ИО) ограничен Азиатским материком, который в средней части выступает на юг полуостровом Индостан (до  $8^\circ$  с. ш.), а на западе заканчивается самым большим на Земле и самым засушливым, лишенным постоянных рек Аравийским полуостровом, омываемым водами Красного моря и Персидского залива. Один из берегов Красного моря принадлежит Азии, другой — Африке, которая образует западные берега ИО. На востоке океан граничит с очень сложным по орографии водно-островным районом. К нему применяют объединительное название Австрало-Азиатские моря, а также в англоязычной географической литературе — Австрало-Азиатское средиземное море и Морской континент (Maritime Continent). Сложность восточной границы в том, что она разрезает «Морской континент», оставляя моря Индонезии Тихому океану, а прилегающие к Австралии Тиморское и Арафурское моря — к Индийскому океану. Такое положение границы имеет геологическое основание.

Восточная граница начинается у северного входа в Малаккский пролив (северная оконечность о-ва Суматра), далее идет по границе Больших Зондских о-вов (через о-ва Суматра и Ява) и вдоль Малых Зондских о-вов (от о-ва Бали до о-ва Тимор) к северной части о-ва Новая Гвинея, вдоль этого острова до Торрессова пролива (рис. XVIII цв. вкл.), через пролив до мыса Йорк в Австралии и далее по берегу Австралии. На юге условная навигационная граница проходит по линии м. Лиуин (юго-западная Австралия) — о. Амстердам — м. Игольный (Африка); а географическая — вдоль подвижной линии Субтропического фронта вблизи  $40^\circ$  ю. ш. (География Мирового океана. Индийский океан, 1982).

Площадь Индийского океана без Антарктического сектора 56 млн км<sup>2</sup>, включая Индийский сектор Антарктики составляет 75 млн км<sup>2</sup>.

Максимальная протяженность океана в меридиональном направлении проходит у устья реки Инд на северном берегу Аравийского моря ( $24^\circ$  с. ш.) и составляет 7 100 км, считая от  $40^\circ$  ю. ш. Ширина океана по тропику Козерога от берега Африки до берега Австралии 8 800 км.

Главные особенности Индийского океана связаны с ограничением его водного пространства с севера примерно по тропику Рака ( $23^\circ 27'$  с. ш.) громадным массивом континента.

Рельеф дна отличается бифуркацией важнейшей геологической структуры Мирового океана — срединно-океанического хребта. Обогнув с юга Африку, хребет

поднимается на долготе Индостана до тропика Козерога, откуда основная его ветвь, огибая с юга Австралию, уходит в Тихий океан. Другая часть, Аравийско-Индийский хребет, проходит от места бифуркации на север с отклонением к западу. Его рифтовая долина завершается впадинами Аманского залива и Красного моря.

Средняя глубина ИО (~3 700 м) близка к средней глубине Мирового океана, наиболее понижение дна приходится на Западно-Австралийскую котловину, примыкающую к Австралии и Большим Зондским о-вам. Там же в Зондском желобе находится самое глубокое место — 7 130 м. Непосредственно за границей океана в Зондском проливе между островами Суматра и Ява расположен знаменитый вулкан Кракатау, известный катастрофическим извержением 1883 г., когда вулканическим пеплом была покрыта площадь 800 тыс. км<sup>2</sup>.

Зондский желоб лежит на разделе двух литосферных плит и связан «огненным кольцом», проходящим по границе соседнего, Тихого, океана. В этом районе с периодичностью около сотни лет происходят подвижки горных пластов, имеющие катастрофические последствия. Последняя из них произошла в 2004 г. и вызвала самое разрушительное за историческое время **цунами**. Общее число человеческих жизней, унесенных этим цунами на различных берегах океана, оценивалось в 200—300 тыс. (см. подразд. 2.2).

Характерная черта ИО — небольшая площадь шельфа (~4 %), незначительная изрезанность береговой линии, сравнительно небольшое количество морей и островов. Шельф океана преимущественно узкий. Он занимает Персидский залив с Ормузским проливом, расширяется у западного берега Индостана, в Бенгальском заливе, Андаманском море и на севере Австралии, где охватывает Тиморское и Арафурское моря.

Мадагаскар — четвертый по величине островов Мирового океана — превосходит по площади (590 тыс. км<sup>2</sup>) самую большую страну Западной Европы — Францию, которой он принадлежал до 1960 г. Остров отделен от Африки Мозамбикским проливом, самым большим по длине и площади в Мировом океане. Длина пролива 1 760 км, минимальная ширина 422 км, глубина по фарватеру больше 2 км. В северной части пролива расположены вулканические Коморские о-ва, окруженные коралловыми рифами и покрытые тропическими лесами. Климат тропический, жаркий и влажный. Осадки составляют 1—3 м в год.

Восточнее Мадагаскара проходит вулканический Маскаренский хребет с островами, коралловыми рифами и обширными банками. На севере хребта расположены Сейшельские о-ва, на юге — Маскаренские. От Индостана на юг тянется Мальдивский хребет с самой длинной в мире цепью коралловых островов и рифов: Лаккадивские, Мальдивские и о-ва Чагос. Мальдивская цепь насчитывает более 2 тыс. островов и тянется на 900 км.

В океане расположены величайшие в мире конусы выноса каньонов, связанные с твердым стоком рек Ганга и Брахмапутры в Бенгальский залив и Инда в Аравийское море. Весь Бенгальский залив — огромная аккумулятивная равнина, уходящая много южнее Индостана. В ней аккумулярован слой осадков толщиной в 2,5 км и площадью 2 млн км<sup>2</sup> (что в четыре раза больше площади Франции или Испании). Объем смытого в залив материала равен объему горной страны размерами с Гималаи. Другой конус выноса площадью около 1 млн км<sup>2</sup> связан с твердым стоком реки Инд и занимает северную треть Аравийского моря.

Океанское дно и берег богаты полезными ископаемыми: железомарганцевыми конкрециями, фосфоритами и оловом на шельфе, жидкой полиметаллической

рудой в рассолах Красного моря, россыпями золота в песках пляжей. Но главное богатство — нефть Красного моря, Персидского залива, у берегов Западного Индостана и Австралии.

## 9.2. Климат и природные зоны

Главная особенность климата — развитие тропических муссонов. Особенно ярко муссонный характер климата выражен в северной части океана до  $10^\circ$  ю. ш., где он подчиняется смене сезонов Северного полушария. Менее ярко тропические муссоны проявляются у северных берегов Австралии, подчиняясь смене сезонов Южного полушария, и, совсем незначительно, у южного субтропического берега Африки. Последняя область даже не всегда отмечается на картах распространения муссонов (рис. 9.1).

В области муссонов господствуют два, резко отличающихся сезона — маловетренная, теплая, сухая и солнечная зима и дождливое, штормовое лето. В северной области муссонов с июня по октябрь господствует *юго-западный летний муссон* с пиком в августе. С декабря по апрель длится *северо-восточный зимний муссон* с пиком в феврале. В мае и ноябре происходит смена направления ветров. Начало летнего муссона часто приходится на конец мая и носит взрывной характер. Разность атмосферного давления Мадагаскар — Аравия при летнем муссоне положительна и по абсолютной величине в три с половиной раза больше, чем отрицательная разность при зимнем муссоне.

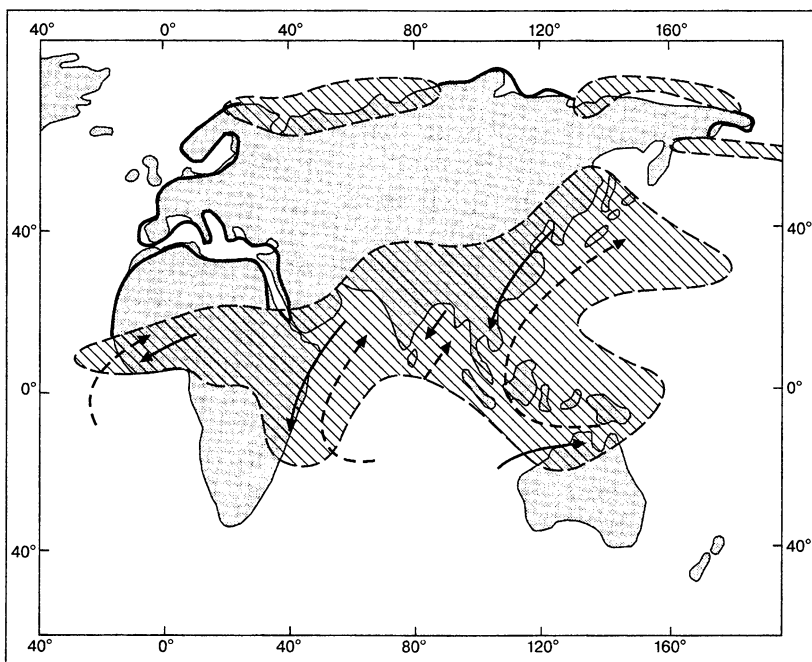


Рис. 9.1. Области развития муссонов (по С. П. Хромову, ГМО, ИО. — С. 42): сплошные стрелки — воздушный перенос зимой Северного полушария, пунктирные — летом



Территория Аравийского п-ова, а также Ирана, Пакистана и северной Индии становится летом областью самого низкого давления во всем теплом поясе планеты (1 000 гПа). Здесь наблюдаются и рекордно высокие среднемесячные температуры — около 30 °С (на Аравийском п-ове отмечались температуры до 55 °С).

Зимой очаг аномального давления меняет знак и смещается от берегов океана к центру Азии. Его приведенная к уровню моря величина (1 035 гПа) максимальна для всей планеты, исключая центральную область Антарктиды. Зимний максимум давления отгорожен от океана горными массивами Тибета и Гималаев и поэтому вызывает меньшую скорость ветра над океаном, чем летний минимум давления.

Взаимодействие суши и океана особенно бурно развивается в летнее время, когда нагретые пространства материка втягивают на северо-восток массы влажного океанского воздуха. Возникает сильный летний муссон с юго-западным ветром скоростью 8—10 м/с и повторяемостью 80 %, облачностью 3—8 баллов. Он противоположен по направлению пассатам Северного полушария и кардинально меняет циркуляцию верхней толщи океана. На северо-западе муссон несет сухой воздух из Африки и Аравии, что способствует интенсивному осолонению морей и заливов, в то время как мощные ливневые осадки, обрушиваемые муссоном на северо-восточные прибрежные районы, вызывают сильное опреснение. Склоны Гималаев в бассейнах Ганга и Брахмапутры опоясывает полоса обильных осадков величиной более 3 м в год. В пункте Черапунджи, расположенном в этой местности, среднегодовая величина осадков максимальна на планете и составляет более 11,5 м в год. Область с осадками более 3 м в год примыкает с юго-запада к о-ву Суматра. Сумма осадков в экваториальном поясе 0—10° ю. ш. восточнее Мадагаскара и в восточной половине Бенгальского залива более 2 м в год, а у берегов Аравии менее 0,1 м в год при испарении 2,5 м в год. Отсюда яркая особенность океана — огромная асимметрия поля солености к востоку и западу от Индостана. В августе в период дождей соленость на поверхности Бенгальского залива падает до 31 кг/т и даже до 20 кг/т в районе Рангуна, а в Аравийском море она остается равной 35—37 кг/т, несмотря на сток реки Инд.

Зимой главный генератор муссонов — азиатский массив суши — выбрасывает с северо-востока охлажденные массы воздуха. Но зимний муссон значительно слабее летнего (2—4 м/с) и совпадает по направлению с северо-восточным пассатом других океанов. Полоса наиболее теплых вод Индийского океана (>28°) сдвинута зимой в Южное полушарие, а летом их область расположена по экватору и севернее, расширяясь на востоке.

Экваториальная зона в других океанах связана с положением языка аномально теплой воды, переносимой межпассатным течением. В Индийском океане охлаждения вод у восточных берегов нет. Напротив, отклонение изотерм говорит о теплом прибрежном течении к югу вдоль берега Австралии. Оно действительно существует и называется *течением Лиун*. Сильное охлаждение за счет апвеллинга происходит при летнем муссоне у западного берега океана в районе Сомалийского п-ова, и тогда по контрасту бывает особенно заметен язык максимально нагретых вод (более 29°), вытянутый вдоль экватора с востока на запад. Он приблизительно совпадает с экваториальной зоной, которая отличается жаркой и влажной погодой с обильными ливнями, частыми грозами и малой внутригодовой изменчивостью температуры и влажности.

Ураганы, или разрушительные тропические циклоны, прорываются по пути Южного пассатного течения через Арафурское и Тиморское моря с востока (частично из Тихого океана). Одним из них в 1974 г. был разрушен г. Дарвин в Северной Австралии. Ураганы могут возникать и в западной части Южного пассатного течения вблизи Мадагаскара, а также в Аравийском море и Бенгальском заливе.

Межпассатное, или Экваториальное, противотечение расположено южнее экватора и летом исчезает. Вблизи северной оконечности Мадагаскара проходит тропический гидрофронт, ярко выраженный на глубине около 100 м. Он служит северной границей тропической зоны. Южный субтропический круговорот разделяют на тропическую и субтропическую зоны по смене западного и восточного направлений течений и ветра. В водах океана северная граница субтропической зоны выражена Субтропической конвергенцией, а южная граница проходит по Субтропическому фронту и совпадает с географической границей Индийского океана. Географические зоны южной части океана похожи на другие океаны и разделяются по течениям и температурным фронтам, разграничивающим водные массы.

*Ветровые волны* во всех широтных зонах Индийского океана имеют среднюю высоту около 1 м и немного выше в южной половине океана. Максимальная высота волны с обеспеченностью 1 % в большинстве районов не превосходит 10 м. Высота волны 12 м наблюдается при штормовых ветрах летнего муссона в Аравийском море и Бенгальском заливе. Одновременно с летним муссоном в Южном океане крепнут зимние западные ветры «ревуших» сороковых широт, и волны высотой до 20 м заходят в Индийский океан, где встречаются с судами у юго-западных берегов Австралии. Опасными для судов из-за крутизны переднего склона бывают крупные волны, идущие против течения. Это случается у юго-восточных берегов Африки в водах течения Игольного мыса (течения Агульяс).

### 9.3. Водные массы

*Поверхностные воды* приобретают характеристики, соответствующие климатическим условиям и подверженные сезонным колебаниям. Верхний перемешанный слой создается ветровым перемешиванием и имеет максимальную толщину в период летнего муссона (около 50 м на севере и около 100 м на юге, где в это время зима). В северной, охваченной муссонами, области океана распределение температуры и солености имеет необычный для других океанов вид. Это выражается в контрасте между очень теплыми водами восточной и центральной части океана (больше 28 °С) и охлажденной летом до 20 °С и ниже областью Сомалийского течения, а также в контрасте между высокосоленым Аравийским морем с соленостью выше 36 кг/т на северо-западе океана и резко распресненными акваториями на северо-востоке: Бенгальским заливом и примыкающим к нему Андаманским морем. Такое аномальное по сравнению с другими океанами распределение тепла и солей есть прямой результат взаимодействия водной и континентальной поверхности.

*Подповерхностные воды* выделяются своими характеристиками на горизонтах примерно от 200 до 600 м. Они имеют несколько источников формирования. На востоке в океан поступают воды пониженной солености и температуры Индоне-

зийского Сквозного Переноса (ИСП), идущие через моря Индонезии из Тихого океана. Их расход, по разным оценкам, составляет 10—15 Св.

Это поступление образует важное звено в верхней ветви глобального океанского конвейера, протянувшегося от Гренландии до Аляски. Воды ИСП прослеживаются по пониженной солености до горизонта 600 м, где различия в солености исчезают. На горизонтах от 600 до 1 000 м присутствие вод ИСП заметно по повышенным значениям кремния. Полоса вод ИСП охватывает 10° широты и протягивается от восточной границы океана к долготе Мадагаскара. За время движения соленость вод повышается от 34,6 до 35,2 кг/т, температура — от 15 до 16,5 °С (на горизонте 200 м). Затем эти воды обнаруживаются в течении мыса Игольного, которое передает их в Атлантический океан.

На западе океана подповерхностные и промежуточные воды имеют повышенную соленость за счет притока воды из морей Красного, Аравийского и Персидского залива. Расход этого притока не превышает одного свердрупа.

Вызванная западным ветром меридиональная конвергенция поверхностных вод протекает в субтропической зоне Южного полушария и приводит к образованию *центральных вод* термоклина путем субдукции (сползания по наклонным изопикническим поверхностям) зимней прослойки нагоняемых ветром поверхностных вод под воды более легкие, лежащие севернее. Субтропическая зона, как объяснялось, простирается от южной границы океана, совпадающей с Субтропическим фронтом, до Субтропической конвергенции, определяемой переходом западных ветров на восточные, пассатные ветры.

Центральные воды Индийского океана образуются в Южном полушарии и имеют температурно-соленостные характеристики, соответствующие поверхностным водам субтропической зоны в местах субдукции. Затем они проникают на север с западными пограничными течениями и потом растекаются на восток до Бенгальского залива.

*Промежуточные воды* заполняют горизонты 600—1 500 м. Принцип их выделения — присутствие экстремумов температуры и солености (рис. 9.2). Они отражают вторжение *Антарктических промежуточных вод (ААПВ)* с юга и *Красноморских промежуточных вод (КПВ)* с севера. Первые формируются за пределами ИО и погружаются в районе Полярного фронта (Антарктическая конвергенция), имея температуру 2—2,5 °С и соленость 33,8 кг/т. Низкая соленость и температура при высоком содержании кислорода (7 °С, 34,4 кг/т, 5 мл/л) отличает их в водах ИО. ААПВ распространяются в Южном субтропическом круговороте и не проникают севернее 10° ю. ш. Их нет в идущих на север западных пограничных течениях, но они заполняют промежуточные глубины течения мыса Игольного. Расчеты, основанные на балансе растворенного кислорода с учетом его поступления с адвекцией и убыли при биохимическом потреблении, показывают, что средняя скорость меридионального движения ААПВ на север составляет 2 см/с (ГМО, ИО, 1982).

*Красноморская промежуточная водная масса (КПВ)* имеет высокую исходную температуру и соленость при очень низком содержании кислорода (20 °С, 38 кг/т, 1 мл/л). Величина выноса этих вод из Красного моря оценивается в 0,5—0,7 Св. Сброс этих вод создает обширную котловину в рельефе десятиградусной изотермы трехмерного температурного поля океана. КПВ, постепенно увеличивая глубину погружения до 1 000 м и более, распространяются на юг и обнаруживаются у 30° ю. ш. в виде прослоек и линз в водах течения мыса Игольного.

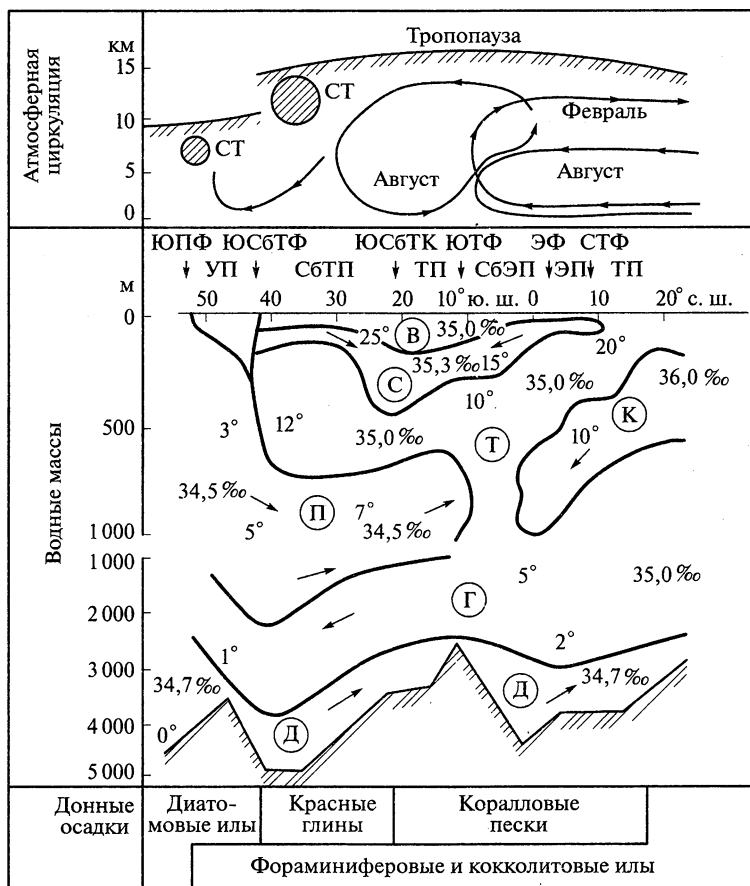


Рис. 9.2. Меридиональный разрез по 62,5° в.д. в направлении Аравийского моря (композиция В. Л. Лебедева, водные массы — по В. А. Буркову, ГМО, 1982):

СТ — струйное течение; Ф — фронт (полярный, субтропический, тропический, экваториальный); ЮСБТК — Южная субтропическая конвергенция; П — пояс (умеренный, субтропический, тропический, экваториальный); В, С, Т, К, П, Г, Д — водные массы (поверхностная, подповерхностная повышенной солености, главного пикноклина, антарктическая промежуточная, глубинная, придонная); ЮПФ — южный полярный фронт; ЮСБТФ — южный субтропический фронт; ЮТФ — южный тропический фронт; ЭФ — экваториальный фронт; УП — умеренный пояс; СБТП — субтропический пояс; ТП — тропический пояс; СБЭП — субэкваториальный пояс; ЭП — экваториальный пояс

*Индоеокеанская глубинная вода (ИГВ)* простирается на глубинах от 1 500 до 3 000—4 000 м. В северной части ИО источников этой воды нет. Ее источник — *Северо-Атлантическая глубинная вода (САГВ)*, приходящая из Атлантического сектора Южного океана. Ее начальная температура 2 °С, соленость 35,8 кг/т, концентрация кислорода 4,7 мл/л. Приток глубинной воды, как и донной, сосредоточен в трех пограничных течениях абиссали, направленных вдоль западных склонов меридионально ориентированных подводных хребтов и островных структур. Расход каждого из трех потоков приблизительно равен 4—5 Св. Предполагается, что, совершив длительную, сложную и в целом очень медленную циркуляцию в ИО, индоеокеанские глубинные воды попадают в Тихий океан. Единственный для этого путь лежит южнее Австралии. Индийский сектор Южного океана — основной

район образования смеси, называемой *Циркумполярная глубинная вода*. Она преобладает в толще вод, окружающих Антарктиду. В состав этой воды входит Северо-Атлантическая глубинная (22 %), Антарктическая донная (56 %) и Антарктическая промежуточная (22 %) водные массы (Tomczak, Godfrey, 1994).

*Антарктическая донная вода* (ААДВ) заполняет слой от 3 000—4 000 м до дна. Она входит в пределы ИО с юга, протекая по разломам срединно-океанического хребта двумя потоками — вблизи Африки и вблизи Австралии. Начальные значения ее температуры 0,3 °С и солености 34,7 кг/т, расход у потоков порядка одного свердрупа. Вдоль подводных склонов с восточной стороны о-ва Мадагаскар и Восточно-Индийского подводного хребта изотермы придонной воды резко приподняты, что говорит о быстром движении вод на север в виде западных пограничных течений абиссали. Придонное противотечение наблюдается под течением мыса Игольного. Инструментальные измерения показывают, что скорость движения придонной воды может составлять 0,1—0,2 м/с. Постепенно теряя свои отличия, придонная вода достигает Аравийской котловины в южной половине Аравийского моря.

## 9.4. Течения

При смене зимнего и летнего муссона картина атмосферной циркуляции и океанских течений (до глубины 100—400 м) кардинально меняется в муссонной области. Важная особенность течений, помимо сезонной смены их направления, — сдвиг важнейших течений к югу. *Южное пассатное течение* (идущее в Атлантическом и Тихом океанах по экватору) отступает в ИО далеко на юг и занимает полосу от 10 до 20° ю. ш.

**Зимняя картина циркуляции в муссонной зоне** имеет наибольшее сходство со схемой течений в соседних океанах — Тихом и Атлантическом. Идущее на

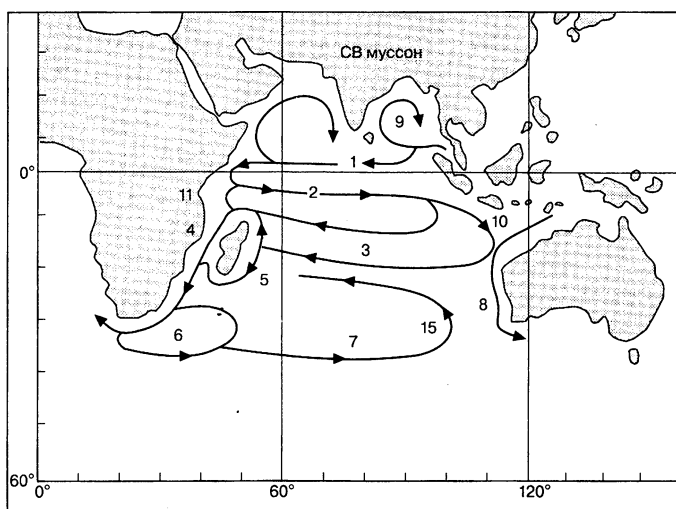


Рис. 9.3. Течения Индийского океана зимой.

Названия см. в табл. 9.1

Таблица 9.1. Течения Индийского океана

Название	Номер на карте	Расход, млн м <sup>3</sup> ·с <sup>-1</sup> (Св)
Зимнее Муссонное	1	
Поверхностное экваториальное противотечение	2	
Южное пассатное	3	80
Мозамбикское	4	60
Восточно-Мадагаскарское	5	
Течение мыса Игольного	6	70—135
Южно-Индийское	7	60
Лиуинское	8	5
Восточно-Индостанское	9	
Южно-Яванское	10	
Занзибарское	11	
Сомалийское	12	30—65
Восточно-Аравийское	13	
Летнее Муссонное	14	
Западно-Австралийское	15	10

запад зимнее *Муссонное течение* — выглядит как аналог Северного пассатного (иначе экваториального) течения, сдвинутого массивом материка к югу. Оно проходит от Малаккского пролива к о. Шри-Ланка, где спускается к югу, захватывая экватор, и имеет скорость 0,5—0,8 м/с между 2 и 5° с. ш. На западе оно занимает пространство на север от экватора до широты мыса Гвардафуй на оконечности Сомалийского п-ова (~ 12° с. ш.). На экваторе течение простирается до глубины 75—100 м и имеет скорость 0,5 м/с. Под его водами на глубине 100—300 м движется встречное, направленное на восток, *Подповерхностное экваториальное противотечение Тареева* со скоростью 0,6 м/с. Оно компенсирует муссонный нагон у африканского берега. Летом Муссонное течение меняет направление на обратное, и течение Тареева не может проявляться из-за отсутствия нагона у западных берегов. Течение открыто советской экспедицией НИС «Витязь» зимой 1959—1960 гг. (рис. 9.3, табл. 9.1).

По 10—20° ю. ш. проходит *Южное пассатное течение*, поддерживаемое юго-восточным пассатом. Оно сохраняет свое положение и усиливается летом. Зимой между двумя западными потоками вдоль 5° ю. ш. течет на восток поверхностное *Экваториальное* (оно же на многих картах *Межпассатное*) *противотечение*. Очертания течений напоминают букву эпсилон (ε), украшенную двумя антициклоническими круговоротами в аравийских и бенгальских водах.

**Летняя картина циркуляции в экваториально-тропической части ИО** состоит из единого обширного круговорота по часовой стрелке. На юге круговорот выражен Южным пассатным течением, на западе — идущим вдоль побережья

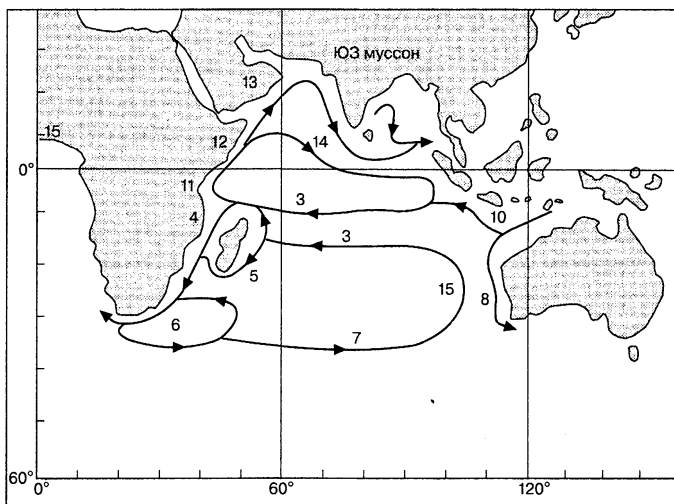


Рис. 9.4. Течения Индийского океана летом.

Названия см. в табл. 9.1

*Сомалийским течением.* (Его можно отнести к муссонным течениям, по сезонам оно меняет свое направление на обратное.) На севере круговорот продолжается летним *Муссонным течением*, направленным на восток, и там поворачивает на юг вдоль о-ва Суматра. Центральная часть круговорота лежит на  $5^\circ$  ю. ш., севернее этой широты воды движутся на восток, южнее — на запад. Очертание течений напоминает горизонтально ориентированный овал (рис. 9.4).

Южное пассатное течение ИО самое мощное из пассатных течений Мирового океана. Его геострофический расход до глубины 1 500 м составляет около 80 Св, что более чем вдвое превышает геострофические расходы пассатных течений в Атлантическом и Тихом океанах (Бурков, 1980). Скорость течения составляет 0,5 м/с. Течение во все сезоны подпитывается через Австрало-Азиатские моря водами Тихого океана, язык которых прослеживается по пониженным значениям солености и температуры на горизонтах 200—400 м и пересекает почти весь Индийский океан на широте около  $10^\circ$  ю. ш. (Tomczak, 1994).

На экваторе восточное течение и ветер, усиливающийся в ноябре и мае, периодически создают ускорение в движении на восток в виде струи шириной около 600 км и скоростью до 1,3 м/с. Это явление противоположно экваториальной дивергенции в других океанах. Причина его появления заключается в том, что смена знака силы Кориолиса на экваторе приводит к конвергенции и струйному движению в ветровом течении, идущем на восток (Индийский океан), и к дивергенции и апвеллингу в ветровых течениях, идущих на запад (Атлантический и Тихий океаны).

**Течения западного берега океана** относятся к быстрым и многоводным западным пограничным течениям Мирового океана, сопоставимым по расходам воды и скорости с Гольфстримом. *Сомалийское течение* питается водами Южного пассатного течения и при летнем муссоне идет на север вдоль одноименного полуострова. Оно поворачивает на север в апреле, обретает струйный характер в мае и достигает наибольшей силы в июле. Его максимальные скорости на всем

протяжении от экватора до о-ва Сакотры превышают 2 м/с и временами достигают предела в 3,5 м/с. По геострофическим картам течение образует вытянутый вдоль побережья на 1 000 км эллиптический вихрь с центром в 300 км от берега. Расход течения равняется 30 Св на 3° ю. ш. и 50 Св на 8° с. ш. в верхнем 200-метровом слое. Полная глубина течения достигает 1 000 м и полный расход 65 Св. Южная часть течения от 10 до 5° ю. ш. сохраняет северное направление круглый год и называется *Занзибарским течением*. Севернее, до экватора, небольшой рудимент Сомалийского течения меняет при зимнем муссоне направление с северного на южное и служит переходом от зимнего Муссонного течения до Экваториального (Межпассатного) противотечения.

Южное пассатное течение обтекает Мадагаскар с севера и юга, образуя дивергенцию у восточных берегов острова. Достигая берегов Африки северная струя с расходом около 30 Св порождает не только течения на север (короткое Занзибарское зимой и протяженное Сомалийское летом), но и *Мозамбикское течение* на юг.

Другая струя пассатного течения идет вдоль берега Мадагаскара на юг и называется *Восточно-Мадагаскарским течением*. У южной оконечности Мадагаскара оно разбивается под влиянием подводного хребта на вихри, огибает остров, входит в пролив навстречу Мадагаскарскому течению и сливается с ним. Расход объединенного потока составляет около 30 Св.

Южнее 30° ю. ш. течение называется *течением мыса Игольного (Агульясское течение)*, имеет расход около 70 Св и скорость около 1,5—2,5 м/с. У южной оконечности Африки расход течения возрастает до 100 Св и более. Максимальная оценка расхода 135 Св (Томчак, Годфрей, 1994). Течение мыса Игольного — самое сильное из западных пограничных течений Южного полушария.

Так же как Восточно-Мадагаскарское течение огибает по часовой стрелке южную оконечность о-ва Мадагаскар, течение мыса Игольного, выходя на отмель мыса Игольный (название дано мысу в честь иглы магнитного компаса), пытается обогнуть южную оконечность Африки. Это стремление к переходу в циркуляцию Атлантического океана связано с «верхней лентой» глобального «конвейера», т. е. с переносом вод из Тихого океана в Северную Атлантику. Механика вихревого переноса вокруг южной оконечности Африки хорошо зафиксирована и имеет пульсирующий характер. К югу от Африки течение описывает узкую и длинную петлю антициклонического знака. Крайний восточный выступ петли подвижен. Его положение периодически смещается от меридиана мыса Игольный (20° в. д.) примерно на 5° западнее. В крайнем западном положении от петли отрывается антициклонический вихрь, который далее уносится Бенгельским течением на север Атлантического океана. На обмен водами влияет и берег, и рельеф дна, и разность уровня воды. Вблизи западного берега Африки уровень океана по карте стерического рельефа (см. рис. 1 цв. вкл.) равен 60—70 см, а вблизи восточного берега — 40—10 см.

Навстречу течению мыса Игольного, огибая Африку с запада на северо-восток, идут огромные волны Южного океана. Встречное течение делает их очень крутыми и опасными для судов, с чем связано название «волны-убийцы».

Вихревые выбросы воды в Атлантику составляют не главную часть течения мыса Игольного. Главный поток возвращается на северо-восток и идет на восток к берегам Австралии в виде Южно-Индийского течения. Оно имеет расход около 60 Св, который делится на потоки, вливающиеся в южный субтропический



круговорот. С приближением к Австралии от начального расхода остается около 10 Св, образующих *Западно-Австралийское течение*. Оно ясно выражено только летом Южного полушария, когда материк становится областью низкого давления и втягивает воздушные массы. Зимой высокое давление над Австралией и низкое над Малайским архипелагом создает сильный воздушный поток на запад и усиливает приток вод из Тихого океана.

Среднегодовой стерический уровень океана понижается на юг вдоль западного берега Австралии от 65 до 35 см. Это понижение вызывает прибрежное противотечение на юг — *Лиунское течение*, имеющее скорость 0,1—0,2 м/с и расход около 5 Св.

## 9.5. Прибрежные апвеллинги

Прибрежные апвеллинги носят сезонный характер и ярко выражены у западных берегов океана в муссонной зоне и мало распространены у восточных берегов, что составляет одну из ярких особенностей Индийского океана. Наиболее значителен апвеллинг в сезонном Сомалийском течении. У берегов п-ова Сомали на 9° с. ш. температура воды при летнем муссоне может принимать значения 13—14° С. Подъем глубинных вод к поверхности достигает скорости 8 м в сутки. Скорость максимальна над краем шельфа и в верхней части материкового склона. Сомалийское течение единственное в Мировом океане, несущее холодную воду от экватора.

В продолжении Сомалийского течения — *Восточно-Аравийском течении* — у берега Аравийского п-ова температура в летние месяцы (с мая по сентябрь) падает на 5° С и более.

При зимнем муссоне апвеллинг в Аравийском море возникает у противоположного, Индийского, берега. Он также развивается у южного берега Явы. Карты температуры у западного берега Австралии показывают изгиб изотерм к югу, противоположный апвеллингу и соответствующий переносу на юг теплых вод течения Лиун.

## 9.6. Приливы

В Индийском океане приливы имеют преимущественно полусуточный характер (правильный и неправильный). Только на юго-западе Австралии наблюдаются очень небольшие по величине суточные приливы. Максимальную величину имеют приливы на северных берегах Австралии. В отдельных пунктах она может превышать 10 м. Близкую величину имеют приливы в северных бухтах западного побережья Индии.

В Камбейском заливе севернее Бомбея максимальная возможная величина прилива 12 м, а высота входящего в реку бора около 9 м. На севере Бенгальского залива в общей дельте Ганга, Брахмапутры и Мегхны приливы достигают 5—6 м и вызываемые ими волны (боры) проходят на 300 км от устья. Около 7 м может достигать величина прилива в заливе Мартабан на севере Андаманского моря. У берегов Африки величина прилива 3—5 м, на остальных берегах приливы имеют величину 1—3 м.

## 9.7. Моря

В Индийском океане уникальны и заслуживают особого рассмотрения средиземные моря. В межматериковом Красном море самая высокая в Мировом океане температура и соленость глубинных вод. По тем же характеристикам поверхностных вод оно соперничает с другим средиземным морем — Персидским заливом, который по размерам и изоляции от океана значительно превосходит некоторые моря (например, по площади он в 2,7 раза больше Белого и в 6,2 — Азовского моря).

**Красное море** — очаг образования самой соленой и очень теплой воды на поверхности Мирового океана (31°, 42 кг/т), гигантский испаритель и осолонитель, превращающий за год в пар почти 1 000 км<sup>3</sup> поступающей из океана воды и благодаря двустороннему водообмену выбрасывающий в океан приблизительно десятикратное количество осолоненной воды. Площадь моря 460 т км<sup>2</sup>, длина около 2 000 км примерно в 10 раз превышает среднюю ширину — 250 км. Средняя глубина 560 м, максимальная — около 2 900 м. Море мало изрезано. На севере оно оканчивается двумя узкими заливами — длинным Суэцким и восточнее коротким Акаба, разделенными Синайским полуостровом. Залив Акаба — глубокая впадина (1 800 м), отделенная от моря порогом (300 м). Суэцкий залив имеет глубины меньше 100 м. Эта самая северная и холодная часть моря — место, где зимой при температуре воздуха около 20 °С образуются и сползают в глубины самые соленые и плотные вод моря. На юге море соединяется с Аденским заливом Индийского океана через Баб-эль-Мандебский пролив, имеющий ширину 20 км и подводный порог глубиной 110 м. Через пролив идет интенсивный водообмен: двухуровневый зимой и временами трехуровневый летом.

Главная причина водообмена — дефицит пресной составляющей водного баланса в Красном море. Зеркало моря обдувается сухим и горячим воздухом пустынь, и испарение снимает с него за год слой воды толщиной в два метра. Годовое количество осадков равно 0,07 м. В море не впадает ни одной реки. Убыль воды, приблизительно равная двухметровому слою, восполняется притоком из Аденского залива воды соленостью около 37 кг/т. Продвигаясь в северную часть моря, эта вода осолоняется, нагревается и охлаждается. Максимальных значений солености вода достигает в Суэцком заливе. Зимой происходит конвекция, и глубины моря заполняются водой соленостью 40,6 кг/т и температурой 21,5°. Это самая теплая и соленая глубинная вода Мирового океана имеет из-за высокой температуры и длительной циркуляции (около 7 лет) очень небольшую концентрацию кислорода — на выходе из Красного моря она составляет около 2 мл/л.

В то время как низкий уровень воды в море вызывает наклон уровня в проливе и приток вод из океана поверхностным градиентным течением, высокая плотность красноморских вод создает повышенное давление воды на глубине пролива и вызывает придонное градиентное течение, выносящее красноморские воды в океан. Муссонная смена ветра, осложненная местными условиями, приводит к тому, что в летний сезон ветер над проливом направлен к океану, и поверхностное течение может разделиться на два слоя — у поверхности возникает ветровой вынос воды из моря, ниже сохраняется основной приток в море, у дна — градиентное плотностное течение из моря.

Вынос придонным течением красноморских вод в Аденский залив изменчив и временами носит прерывистый характер. Расход течения составляет в разные

месяцы 0,25—0,5 Св. На его величину влияют сезонные изменения уровня моря. Расход возрастает зимой при повышенном уровне моря и уменьшается летом, когда уровень Красного моря понижен испарением.

На дне Красного моря имеются выходы горячих концентрированных рассолов. На глубине 2 км и более придонный слой толщиной 200—300 м в нескольких котловинах состоит из рассолов с концентрацией выше 250 кг/т (по гравиметрическим измерениям плотности воды) и с температурой около 60 °С. Они подстилаются полужидким металлоносным грунтом. Море занимает тектоническую впадину земной коры с центральным молодым расширяющимся рифтом.

Благодаря высокой температуре рифообразующие кораллы достигают мощного развития. Берега моря окаймляет полоса коралловых рифов и островов шириной несколько десятков километров. В море обитают промысловые виды рыб (скумбрия, сардинелла, окунь, летучая рыба) и беспозвоночных (креветки, лангусты), а также морские черепахи.

**Персидский залив** — шельфовое внутриматериковое море, концентрационный бассейн, инверсионный эстуарий. Сравнимо по площади, климатическим условиям и процессам с Красным морем, но из-за малой глубины и объема поглощает, трансформирует и возвращает в океан меньшее количество воды.

Площадь моря 241 тыс. км<sup>2</sup>, средняя глубина 25 м, максимальная — 102 м. С океаном связано Ормузским проливом, имеющим ширину 65 км и порог немного выше средней глубины моря.

В море впадает река Шатт-эль-Араб, образованная слиянием рек Тигр и Евфрат и имеющая средний расход около 1 500 м<sup>3</sup>/с.

В море втекают океанские воды с соленостью 36—37 кг/т, достигая его северной части, они приобретают соленость выше 40 кг/т, возвращаясь к океану, уменьшают ее за счет перемешивания.

## 9.8. Речной сток

Речной сток в основном сосредоточен в северо-восточной части ИО — в Бенгальский залив и Андаманское море. На западе крупнейшие реки Замбези и Лимпопо. Первая впадает в Мозамбикский пролив, вторая — чуть южнее. На северо-западе в Аравийское море несет свои воды Инд. Средний сток реки Замбези больше 3 тыс. м<sup>3</sup>/с, Инда — примерно 4 тыс. м<sup>3</sup>/с. Основной сток в Бенгальский залив вносят Ганг — 13 тыс. м<sup>3</sup>/с и Брахмапутра — 12, в Андаманское море — Иравади — 14 и Салуин — 7 тыс. м<sup>3</sup>/с. Подъемы уровня при весенне-летних паводках достигают в Инде до 7 м, Ганге — 15, Брахмапутре — 12, Иравади — 11 и в Салуин — до 15 м.

Инд берет начало в высокогорной местности Китая, пересекает северную Индию и на основном протяжении составляет осевую артерию Пакистана. В 100 км западнее дельты реки расположен порт Карачи. Под влиянием муссонного климата и изъятий воды на ирригацию расход Инда испытывает огромные сезонные колебания.

В нижнем течении в засушливые периоды Инд иногда пересыхает, а максимальный расход реки составляет 30 тыс. м<sup>3</sup>/с. Бассейны полноводных рек северо-востока лежат в области максимальных осадков.

## 9.9. Живой мир

Природа Индийского океана по-разному влияет на его живой мир. На уровне берегов он поражает обилием коралловых построек и богатством мангровых зарослей, что связано с теплым тропическим климатом. В открытых водах условием развития обильной кормовой базы для обитателей океана служит циклоническая форма циркуляции вод, поскольку она включает восходящие к поверхности токи, которые поддерживают обновление расходуемых фитопланктоном запасов питательных солей в фотической зоне океана. При антициклонической циркуляции преобладает погружение поверхностных вод, что препятствует притоку питательных веществ из глубин океана и создает условия «голубой пустыни» — мало населенной акватории с высокой прозрачностью поверхностных вод. Соотношение площадей циклонических и антициклонических круговоротов — показатель обилия или бедности жизни в океане. В ИО этот показатель приблизительно равен 1/3, в основном за счет обширного южного субтропического круговорота, который определяет относительную бедность вод по сравнению с другими океанами (ГМО, ИО).

Наиболее продуктивные районы океана составляют северный тропический промысловый комплекс, в который входит Аравийское море, Аденский залив, побережье Сомали и менее плодородные воды Бенгальского залива и Андаманского моря на востоке. Основные объекты промысла — сардинелла, скумбрия, сельдевые и анчоусовые рыбы, а также креветки и лангусты.

Кроме северного тропического комплекса выделяются два прибрежных субтропических — Южно-Африканский и Южно-Австралийский. Первый отличается интенсивным промыслом лангустов, второй — австралийского лосося.

В открытых водах океана ведется промысел тунцов и марлины.

## 9.10. Дно океана

Индийский океан по своим размерам занимает третье место: его площадь составляет 73 млн км<sup>2</sup>, средняя глубина — 3 872 м.

В пределах Индийского океана выделяются подводная окраина материка (29,3 % площади дна океана), ложе океана (51,6 %) и срединно-океанические хребты (16,8 %). Переходная зона развита слабо (2,3 %) (рис. XIX цв. вкл.; рис. 9.5).

**Подводная окраина материков.** Несмотря на небольшую ширину шельфа (от нескольких километров до 80—100 км), подводные окраины материков в пределах Индийского океана занимают большую площадь, что связано с распространением краевых плато и материкового подножия.

Шельф в большинстве районов распространяется лишь на несколько десятков километров. На его долю приходится немногим более 4 % общей площади дна океана.

В строении узкого шельфа Пакистана и западного Индостана также существенную роль играет аккумуляция аллювиального материала. Выровненная аккумулятивная поверхность образует шельф и в северной части Бенгальского залива, где происходит накопление мощной толщи терригенного материала, выносимого в море Гангом и Брахмапутрой. Шельф Андаманского моря широкий,



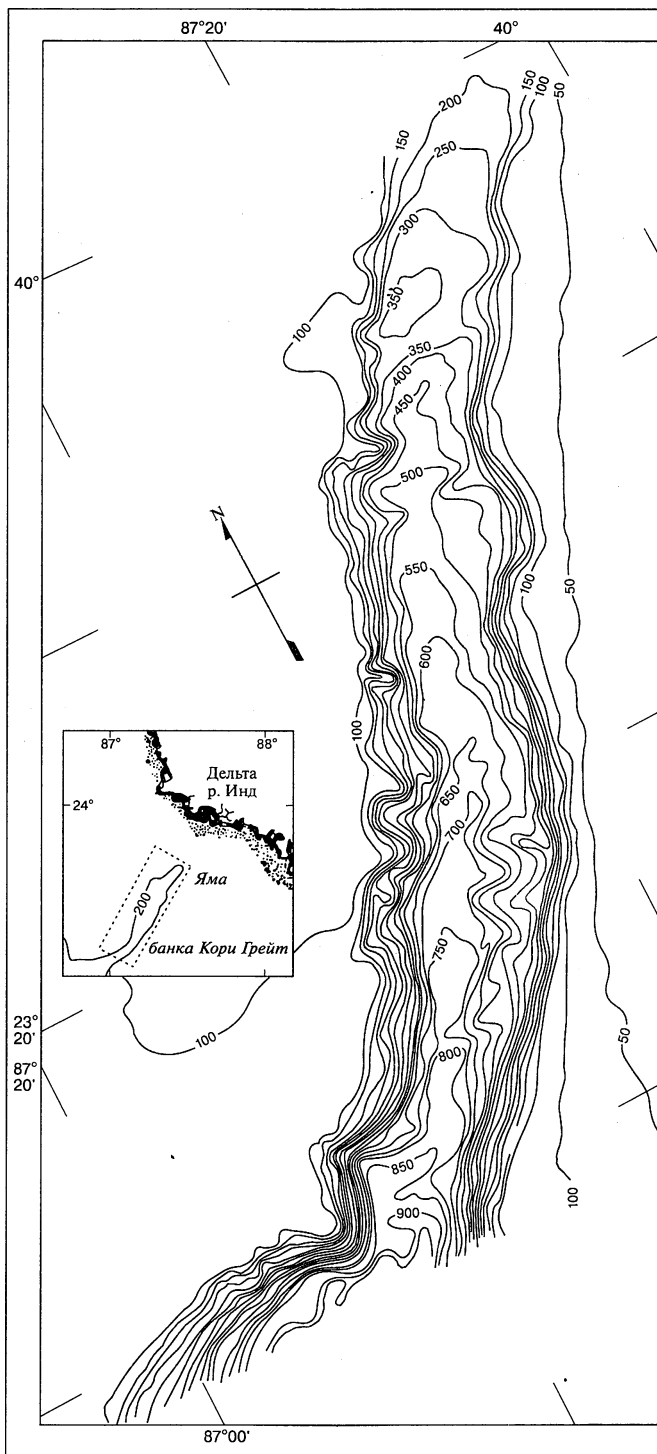
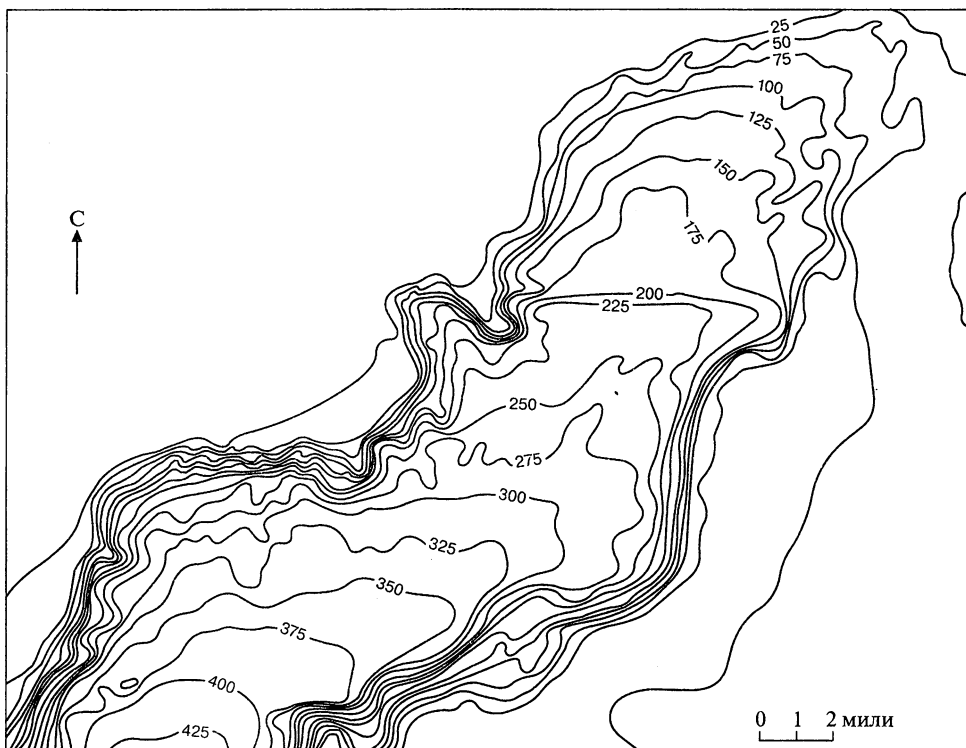
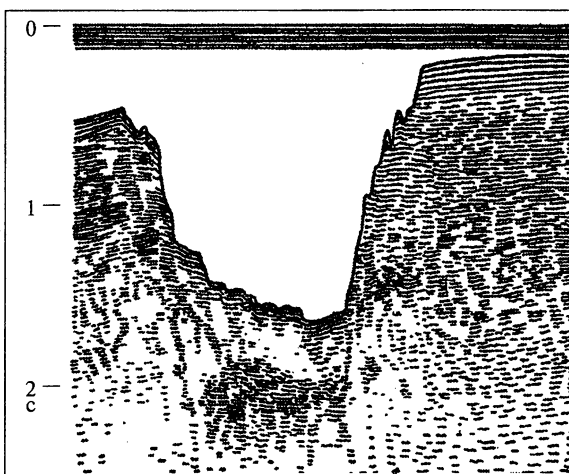


Рис. 9.6. Батиметрическая карта подводного каньона Инд (Shepard, Dill, 1966)



A

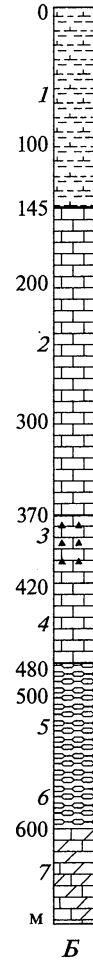
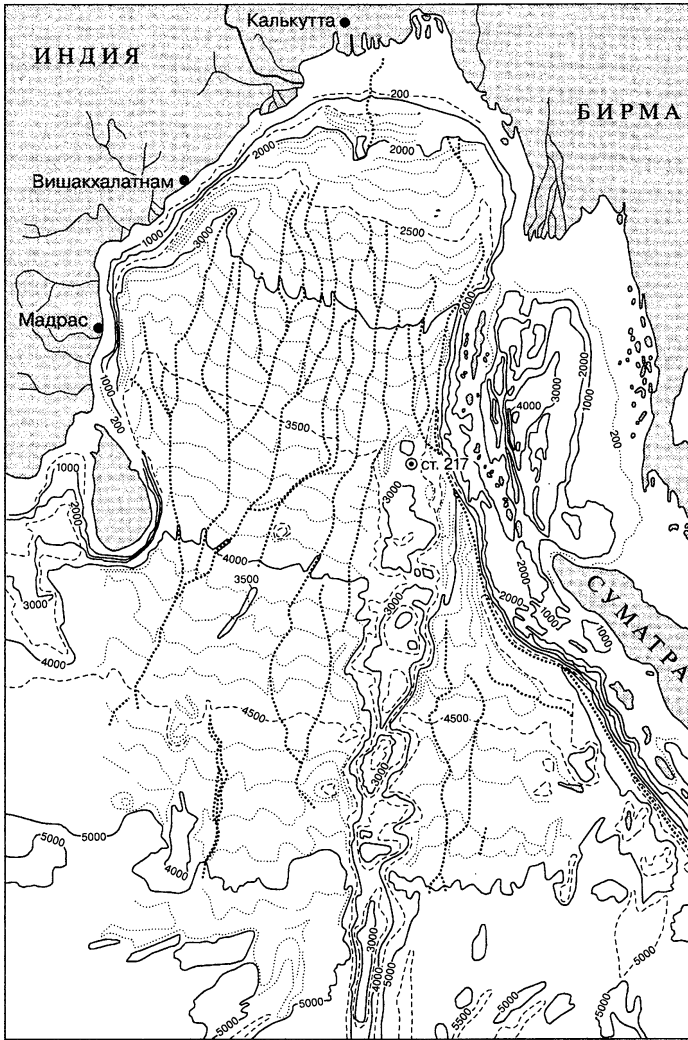


B

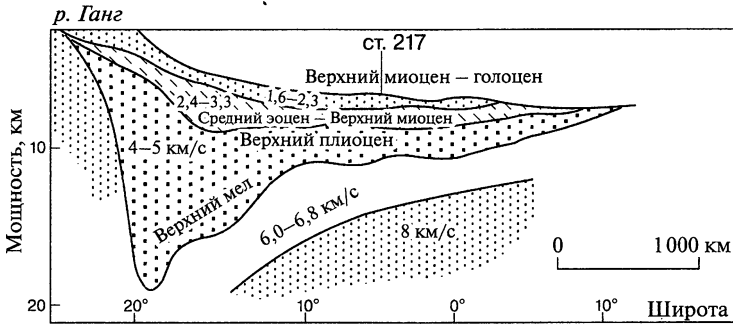
Рис. 9.7. Трогообразная долина Суотч-Но-Граунд, протягивающаяся по диагонали от внешних склонов дельты Ганга через внешнюю часть шельфа (A) и сейсмический профиль через долину (B) (по Ф. Шепарду, 1976)

Рис. 9.8. Батиметрическая характеристика Бенгальского и Никобарского подводных конусов выноса (A), литологический состав пород на станции 217 (B) и разрез осадочной толщи близ устьев рек Ганга и Брахмапутры (B):

B: 1 — глубоководная глина, обогащенная кокколитами; 2, 4 — кокколитовый ил; 3 — кокколитовый ил с кремнями; 5 — мел с раковинным материалом; 6 — кремни; 7 — доломиты



А



В



врезанную в шельф на 20 миль от края дельты. У бровки шельфа глубина каньона около 900 м.

Дно Бенгальского залива, примыкающее к устью каньона, представляет собой плоское плато, наклоненное к югу с уклоном свыше 0,001. Подводный склон представляет собой профиль равновесия некоторых придонных процессов. Бенгальский глубоководный конус достигает в длину 3 000 км и в ширину 1 000 км (рис. 9.8). Основы геоморфологического строения Бенгальского конуса созданы суспензионными потоками. Сейсмоакустические методы позволили выявить огромную мощность его осадков, достигающую 13 км.

Вся толща отложений конуса подразделяется на три осадочных комплекса, залегающих с несогласием. Для верхнего комплекса наименее плотных осадков (плотность  $2,0 \text{ г/см}^3$ ) время их формирования по объему отложений ( $3,1 \times 10^6 \text{ км}^3$ ) оценивается в 1,8 млн лет, для второго комплекса (объем  $7,0 \times 10^6 \text{ км}^3$ , плотность осадков  $2,2 \text{ г/см}^3$ ) — примерно в 7 млн лет. Таким образом, возраст верхнего осадочного комплекса преимущественно четвертичный, а второй комплекс относится к позднему миоцену и плиоцену.

Объем только лишь двух верхних наиболее молодых комплексов осадков составляет  $10,1 \times 10^6 \text{ км}^3$ . Вся эта огромная масса осадков была перенесена суспензионными потоками из района дельты Ганга и Брахмапутры через каньон Суотч-оф-Но-Граунд. Общее число каналов на конусе нарастает по направлению к югу до 12, а затем к траверсу Шри-Ланка — о. Никобар их число уменьшается до 7. Каналы частично или даже нацело заполнены осадками. На других же участках конуса каналы более чем на 100 м врезаны в отложения древних долин.

С твердым стоком рек Ганга и Брахмапутры в Бенгальский залив поступает  $2,9 \times 10^9 \text{ т}$  осадков в год. Несмотря на огромную величину поступающих наносов, дельта Ганга и Брахмапутры, как показывает сравнительный анализ карт и аэрофотоматериалов (Curray, Moore, 1971), не нарастает, а остается стабильной.

Материковая окраина Африканского материка характеризуется узким шельфом, рельеф поверхности которого вблизи берега осложнен коралловыми рифами. Узкий и крутой материковый склон вдоль побережья Сомали и Кении сменяется в Мозамбикском проливе ступенчатым склоном. Многочисленные подводные каньоны служат здесь трассами мутьевых потоков, которые формируют широкое материковое подножие в виде наклонной аккумулятивной равнины. Над аккумулятивной поверхностью возвышаются подводные вулканы.

Архипелаги Лакадивский, Мальдивский и Чагос представляют собой скопления коралловых построек, насаженных на вершины вулканического поднятия. Атоллы Мальдивского архипелага — крупнейшие в мире по величине поперечника (до 50 — 60 км).

В прибрежной полосе антарктического шельфа Индийского океана преобладает бугристый рельеф, обусловленный в одних случаях скоплениями каменного материала, сгруженного айсбергами, в других — представляющий собой результат денудации коренных пород, в третьих — обязанный своим происхождением тектонической раздробленности окраины платформы. Следующую морфоструктурную зону образует пояс узких депрессий, ориентированных почти параллельно берегу. Их образование связывают с продольными дислокациями, возникшими под воздействием ледниковой нагрузки.

Расширенный участок шельфа на северо-западной окраине Австралийской платформы характеризуется широким развитием коралловых построек. Внешний

край западно-австралийского шельфа приподнят. Дно покрыто фораминиферовыми песками. Материковый склон здесь очень пологий, осложнен положительными формами рельефа. Переход склона в материковое подножие выражен нечетко. Шельф Большого Австралийского залива выровнен и покрыт известковыми отложениями, среди которых наиболее распространены мшанковые пески.

**Переходная зона.** Переходная зона в Индийском океане представлена лишь частью Индонезийской переходной области. Резко выраженным элементом этой области является Яванский глубоководный желоб с максимальной глубиной 7 450 м и мощностью осадков до 3 км (Канаев, 1979). Этот желоб прослеживается вплоть до северной части Бенгальского залива, морфологически выражен в виде узкого и глубоководного рва на протяжении более 4 тыс. км. К северо-востоку и к северу от него расположена островная дуга Зондских островов.

Островная дуга на Суматре и Яве, как на Камчатке и еще в более яркой степени в Центральной и Южной Америке, причленена к краю материковой платформы. Всего на Больших Зондских островах насчитывается 95 вулканов, из них 26 действующих, в том числе Кракатау (1883 г.), Тамбора на о. Сумбава (1815 г.), Агунг на о. Бали (1963 г.).

Из окраинных глубоководных морей переходной зоны в границах Индийского океана имеется лишь одно — Андаманское. Его восточная половина занята шельфом и материковым склоном, а западная представляет собой типичную котловину геосинклинального моря, с субокеаническим типом земной коры, глубиной до 4 190 м.

**Срединные хребты и ложе Индийского океана.** Основу орографии дна океана образует система срединно-океанических хребтов, включающая Юго-Западный, Юго-Восточный и Центральный Индийские хребты. Последний переходит в Аравийско-Индийский хребет и систему спрединговых хребтов Аденского залива и Красного моря. Система срединных хребтов разделяет литосферу Индийского океана на три большие части. Все хребты представляют раздробленное трансформными разломами на отдельные сегменты широкое поднятие, подножие которого находится на глубине около 4 500 м. Они характеризуются медленными и средними скоростями спрединга. Рифтовые зоны срединно-индоокеанических хребтов отличаются высокой сейсмичностью, подводным вулканизмом океанического типа (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001).

Три наиболее крупных и протяженных спрединговых хребта соединяются в зоне тройного соединения Родригес в центральной части океана.

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) располагается между тройным соединением Буве и тройным соединением Родригес. Полная скорость спрединга вдоль простирания ЮЗИХ меняется с запада на восток от 17 до 11 мм/год.

Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ) протягивается к востоку от тройного соединения Родригес до тройного соединения Маккуори, расположенного к югу от Новой Зеландии, где он переходит в Тихоокеанско-Антарктический хребет.

ЮВИХ вместе с пересекающими его трансформными разломами образует границу между Индо-Австралийской и Антарктической плитами. Современные скорости спрединга быстро возрастают от 5,7 см/год вблизи тройного соединения Родригес до 6,8 см/год на островах Амстердам и Св. Павла и затем возрастают до максимальных значений 7,6 см/год около 50° ю. ш. и 114° в. д. Далее на восток скорости спрединга уменьшаются до 7,2 см/год.

Рифтовая долина ЮВИХ менее глубокая, чем в ЮЗИХ, а ограничивающие ее борта не так круты. Ровное дно долины, располагающееся на глубине около 3 600 м, имеет ширину около 4 км.

Вдоль спрединговых хребтов, находящихся поблизости от горячих точек, выявляются значительные топографические, геофизические и геохимические аномалии. На центрах спрединга вблизи горячих точек отмечается интенсивное плавление и образование мощной коры.

Центральный Индийский хребет (ЦИХ) протягивается от тройного соединения Родригес к северу до тройного соединения Оуэн. Он характеризуется средними значениями скоростей спрединга 5,6 см/год. Рифтовая долина ЦИХ в окрестности тройного соединения Родригес имеет ширину около 5 км и глубину 3 800—4 000 м. Высота бортов долины достигает 1 000 м. По мере удаления от тройного соединения Родригес ширина рифтовой долины увеличивается до 10 км. Небольшой осевой хребет (высотой до 200 м) является характерной особенностью рифтовой долины.

Следует отметить наиболее крупные трансформные разломы, с которыми связаны узкие глубокие впадины (трансформные долины) шириной 20—25 км: Вима (длина смещения около 200 км, максимальная глубина 6 492 м), Мария Целеста (смещение около 200 км, глубина дна 5 836 м), Арго (смещение около 180 км, глубина 4 978 м) и Витязь (смещение около 80 км, глубина дна 6 400 м).

В осевом рифтовом грабене Красного моря были обнаружены мощные выходы горячих (до 70°) и чрезвычайно соленых (до 300 ‰) гидротермальных выходов. Донные осадки Красного моря пропитаны выпавшими из концентрированных рассолов солями.

В пределах ложа Индийского океана расположено множество хребтов, поднятий и асейсмичных плато. В западной части океана выделяются Маскаренский и Амирантский хребты. Предполагается, что первый из них имеет материковую структуру коры. На Сейшельской банке и островах встречены выходы гранодиоритов, возраст которых 600 млн лет. Наличие пород континентального типа привело к заключению, что Сейшельский архипелаг является микроконтинентом — осколком одного из прилегающих материков.

Остров Реюньон, расположенный на южной оконечности Маскаренского хребта, представляет собой вулканический конус.

Широкое подводное поднятие Мальдивского хребта протягивается на юг от Индостана и служит цоколем для архипелагов Лакадивского, Мальдивского и Чагос.

К востоку от Мальдивского хребта параллельно ему расположен огромной протяженности Восточно-Индийский хребет (или хр. Девяностого градуса). Между ними располагается Центрально-Индийская котловина. Восточно-Индийский хребет находится в северо-восточной части океана и протягивается в меридиональном направлении. Между тем Восточно-Индийский хребет является одним из уникальных явлений подводного рельефа Земли — узкий, шириной около 150—180 км, он имеет длину около 5 000 км с относительной высотой от 1 000 до 3 500 м. Хребет, по всей видимости, сложен океанической корой и по структуре может быть отнесен к глыбово-вулканическим хребтам. Бурение на Восточно-Индийском хребте показало, что он представляет собой вулканическую структуру.

От южного окончания Восточно-Индийского хребта почти под прямым углом к нему отходит на восток Западно-Австралийский (Брокен) хребет, состоящий

из чередующихся платообразных поднятий и резко выраженных гряд, видимо, тектонического происхождения.

Кроме того, в пределах котловин Индийского океана имеется около 1 000 отдельных подводных гор. В Западно-Австралийской и смежных с ней котловинах имеется несколько подводных плато, которые полагаются фрагментарными континентальными структурами.

Система хребтов и поднятий разделяет ложе Индийского океана на 24 котловины, из которых перечислим крупнейшие (О. К. Леонтьев, 1981).

<i>Крупнейшие котловины</i>	<i>Глубина, м</i>	<i>Крупнейшие котловины</i>	<i>Глубина, м</i>
Красное море.....	3 675	Центральная .....	6 090
Оманская.....	3 675	Андаманская .....	4 390
Аденская .....	5 360	Кокосовая .....	6 335
Аравийская .....	5 803	Западно-Австралийская .....	6 500
Сомалийская.....	5 374	Амстердамская.....	7 102
Маскаренская .....	5 349	Южно-Австралийская.....	6 024
Мадагаскарская .....	6 400	Крозе.....	5 270
Мозамбикская .....	6 045	Африканско-Антарктическая .....	6 972
Агульяс.....	6 150	Австралийско-Антарктическая.....	6 089

В котловинах Индийского океана широко распространены волнистые равнины — переходная стадия между холмистым типом расчленения и плоскими равнинами, характеризующаяся такой степенью развития осадочного покрова, когда холмы уже полностью погребены под осадками, однако в смягченной форме еще проявляются в рельефе. Большая часть пространства днищ котловин, как и в Тихом океане, занята холмистым рельефом.

**Донные отложения и строение коры.** В целом в Индийском океане преобладают известковые, главным образом форминиферо-кокколитовые, осадки, которые занимают более половины площади его дна. В северной части океана значительные площади заняты терригенными осадками, что объясняется огромным твердым стоком Инда, Ганга с Брахмапутрой и Иравади. В экваториальной зоне выражена полоса радиоляриевых илов, имеющих в отличие от Тихого океана прерывистое распространение из-за наличия меридионально простирающихся хребтов, к которым приурочены карбонатные осадки. На северном отрезке Срединно-Индийского хребта это коралловые отложения. В Аденском заливе и в Красном море развиты птероподовые осадки. В южной части океана характерен разнос терригенного материала айсбергами. Важную роль в разнесе терригенных компонентов играют плавучие водоросли.

Глубоководная красная глина распространена в южных и восточных котловинах (Мозамбикской, Мадагаскарской и Западно-Австралийской), а также в южной части Центральной котловины.

По периферии Центральной и Восточно-Индийской котловин отмечены фораминиферовые илы. Мощность осадочного слоя в Индийском океане на севере в конусах выноса Инда и Ганга максимальна. Минимальная мощность (менее 100 м) в южных частях Центральной и Западно-Австралийской котловин. На гребнях хребтов ложа мощность осадков ограничена 300 — 1 000 м.

Скорости осадкообразования в Индийском океане ниже, чем в Атлантическом и в значительной части Тихого океана.

Специфика распределения осадков связана как с положением большей части Индийского океана в пределах тропических и субтропических широт, так и с

меньшей глубиной большинства котловин и широким распространением крупных положительных форм рельефа.

Максимальные глубины котловин Индийского океана приурочены главным образом к желобам, связанным с проявлениями дизъюнктивной тектоники. Большая часть площади дна котловин имеет глубины менее 5 000 м. В более глубоких частях Центральной и Восточно-Индийской котловин фораминиферовые илы уступают место красным глинам и радиоляриевым илам. В западной части океана имеются ограниченные пятна птероподовых илов и значительно большие поля коралловых отложений.

В приантарктической части океана отмечается широкий пояс диатомовых илов, вблизи материка доминируют айсберговые отложения.

Мощность и строение земной коры в котловинах Индийского океана соответствуют нормальной океанической коре. Осадочные слои, характеризующиеся скоростями продольных сейсмических волн 2 км/с, имеют мощность 0,3—0,5 км, «базальтовый» слой — скорость 6,4 км/с, мощность  $6,5 \pm 1,5$  км, подкоровый слой литосферной мантии — скорость 8 км/с. Таким образом, мощность земной коры составляет  $7,0 \pm 1,5$  км; кора имеет типичное океаническое строение — тонкая под абиссальной равниной, утолщенная под островами.

Важным открытием было обнаружение в трансформных разломах и рифтовых зонах широкого распространения выходов глубинных мантийных пород — габбро и серпентинитов.

На дне Индийского океана значительные площади заняты скоплениями железомарганцевых конкреций. В пределах подводной окраины Южной Африки встречаются также фосфоритовые конкреции и глауконитовые отложения.

Хромшпинелиды приурочены к ультраосновным породам, в той или иной степени метаморфизованным.

Магнетит установлен практически во всех типах основных пород из рифтовых зон. Находки сульфидной минерализации в базальтах рифтовых зон ограничены.

## 9.11. Берега

**Берега Африки.** Длительная аккумуляция создала пляжи и барьерные бары вдоль северного побережья Натала и в зал. Пелагоа в Мозамбике. Однако во многих случаях аккумулятивные берега окаймлены клифом, что свидетельствует об их размыве в последние десятилетия. Локальное нарастание установлено для мысов, ограждающих проливы. В Дурбане молы волнолома, прервавшего направленное к северу вдольбереговое перемещение наносов, привели к аккумуляции с южной стороны мола и к размыву в зал. Дурбан. В пределах Мозамбика выдвигание берега имело место в районе дельт Замбези и Лимпопо. Внутри защищенных заливов здесь развиты мангровые берега (Э. Бёрд, 1990; Г.А. Сафьянов, 1978).

На восточном берегу Мадагаскара преобладают аккумулятивные берега, подвергающиеся интенсивному воздействию волн юго-восточного направления, что определяет вдольбереговое перемещение наносов с юга на север. Ветрами того же направления с пляжей и осушек выносятся песок, формирующий обширный дюнный пояс. Для западного берега характерно нарастание дельтовых участков многих рек.

Для северо-восточного берега Танзании участки размыва чередуются с участками аккумуляции. Выдвижение берега происходило в дельтах рек. Поступающие осадки движутся во вдольбереговом потоке на север. Вместе с тем ряд участков берегов испытывает размыв, начавшийся около 120 лет назад.

На побережье Кении происходит выдвижение дельты р. Галаны и рост песчаных томболо, получающих осадки от устья р. Тана. Имеются аккумулятивные участки с многочисленными береговыми валами, подобные северо-западному побережью Танзании, испытывающие в последние десятилетия размыв.

**Берега Азии.** Об изменениях берегов Сомали и скалистых берегов южной Аравии информация отсутствует. Южное и юго-западное побережье Персидского залива окаймлено себхами — низкорасположенными илистыми аккумулятивными поверхностями, большинство которых выдвигается. На восточном берегу п-ова Катар происходит значительная аккумуляция ракуши, созданная направленным к югу вдольбереговым перемещением наносов.

В вершине Персидского залива исторические данные указывают на быстрое выдвижение дельты Тигра и Евфрата. Возможно, что в последнее время выдвижение дельты компенсируется тектоническим погружением.

Побережье Пакистана в районе Макран характеризуется современным тектоническим поднятием. Клифы, выработанные в песчаниках и отложениях плейстоцена, чередуются с песчаными аккумулятивными берегами, многие из которых отступают. Этому району свойственно преобладание выдвижения над отступанием, чему способствуют восходящие тектонические движения, а также поступление песчаного материала к берегу в виде барханов.

Юго-восточнее Карачи происходит выдвижение маршей и районов распространения мангровой растительности, примыкающих к отдельным протокам дельты Инда. Участки древней дельтовой равнины к северо-западу и юго-востоку от современной дельты подвержены размыву, возможно связанному с интенсивным погружением. Вместе с тем против дельты Инда располагается обширный подводный каньон, который, вероятно, поглощает часть осадков береговой зоны.

Около 55 % длины побережья Индии представлены аккумулятивными участками (Ahmad, 1972), которые в основном были стабильными или отступали в последние десятилетия. Песчаные берега штата Керала медленно отступают. Более существенный размыв происходит в районах Квилона, Аллеппи, Калькутты и Коромандельского берега.

На юго-западном побережье Индии установлено чередование резких размывов и интенсивной аккумуляции, связанных с перемещением вдоль берега илистых отмелей, имеющих длину вдоль берега от 6 до 10 км при ширине до 8 км в пределах глубины 10 м. Будучи сложены илистым материалом, легко переходящим во взвесь при волнении, эти отмели представляют собой естественный гаситель энергии штормовых волн. В результате этого они блокируют берег от воздействия волн, улавливают материал вдольберегового перемещения и обуславливают исключительно быструю аккумуляцию. Выдвижение береговой линии на участках вблизи илистых отмелей достигает 24 м/год, а низовой размыв вследствие перехвата расхода вдольберегового потока наносов составил 3 м/год и происходил в течение 120 лет. Выдвижение дельт происходит на восточном побережье, где крупнейшие реки — Ковери, Кришна, Голавари, Маханади, Брахмани и Ганг — выносят к берегу огромное количество осадков преимущественно размерности алеврита. Дель-

товые берега в основном сложены илистым материалом. Однако и там, где берега сложены песчаным материалом, иногда наблюдается их быстрое выдвижение, например у м. Годавари, который выдвинулся к северу на 12,5 км за последние 100 лет. Вдольбереговое перемещение наносов, направленное к северу, фиксируется накоплением с юга у молов порта Мадрас и размывом с северной стороны молов. Побережье Баласор у дельты Брахмани нарастало за истекшее столетие.

На западном берегу зал. Камбей продолжается выдвижение берегов маршей и эстуариев.

На южном побережье расчленение контура аккумулятивного берега создается мысами, сложенными прочными архейскими породами. Исследования С. Свена (Bird, 1976) позволяют получить информацию о выдвижении и отступании песчаных берегов этого района за исторический период, а также о юго-западном участке, где преобладал размыв. Между Коломбо и Дондра-Хейд пляжи занимали 95 % берегов. Участки аккумулятивного берега отделены друг от друга мысами и на 2/3 длины подвергаются размыву. Большая часть берега ранее выдвигалась, а отступление представляет собой сравнительно недавнее явление. Возможные причины размыва состоят в ускорении подъема уровня моря в последние десятилетия, в изъятии материала пляжей и коралловых рифов. В последние годы сооружение волноотбойных стен, бун и глыбовые навалы стабилизировали берег и даже вызвали локальное выдвижение. Основной причиной размыва берегов тем не менее считается ускорение повышения уровня моря с середины XIX в., а предшествующее выдвижение берега объясняется стабильностью или падением уровня моря.

Берега Шри-Ланки преимущественно низменные, с широкими песчаными пляжами и барами, ограничивающими лагуны, эстуарии, дельтовые равнины и болота. Обрывистые берега расположены на юге острова.

Сезонная изменчивость интенсивности волнения в сочетании с колебаниями уровня моря приводят к изменению направления развития берегов юго-западной части о. Шри-Ланка (Swan, 1975). Пляжи, распространенные на 90 % берегов, активно размываются летом (особенно с мая по июль, когда муссонные ветры совпадают с наивысшими приливами). Отступление берега за этот период составляет в среднем 39 м. В зимние месяцы относительно спокойной погоды пляжи восстанавливаются.

Сравнительный анализ карт и аэрофотоматериалов позволяет заключить, что, несмотря на огромный твердый сток Ганга и Брахмапутры ( $2,9 \cdot 10^9$  т/год), совместная дельта этих рек не выдвигается (Coleman, 1969). Очевидно, основная часть поступающих наносов поглощается подводным каньоном Суотч-оф-Но-Граунд. Резким контрастом по отношению к стабильному положению береговой линии дельты Ганга и Брахмапутры является стремительное выдвижение дельты р. Иравади со скоростью около 6 км в столетие. Ежегодное нарастание суши в этом районе составляет  $10 \text{ км}^2$ .

Западное побережье Малайи имеет участки выступающей прибрежной равнины вблизи устьев ряда рек. За последние 80 лет устье р. Перак выдвинулось на 100 м. Абразионные берега распространены лишь локально, а в закрытых заливах и эстуариях располагаются мангровые заросли.

На островах вблизи Сингапура около 30 % берегов окаймлены клифами, выработанными в прочных породах, остальные берега имеют песчаные и гравийные пляжи или покрыты мангровой растительностью.

В береговой зоне о. Суматра очевидно преобладание тенденций к аккумуляции. Многие из дельт рек выдвигаются. Миграции речных устьев приводят к распространению аккумуляции на смежные районы. Равнины прибрежной аккумуляции встречаются во многих местах, например на южных берегах Малаккского пролива, на юго-западном берегу Суматры. Заболоченный северо-восточный берег Суматры выдвигается в последние столетия путем отложения аллювия и выдвигания мангровых мелководий. Палембанг был гаванью в речном устье, когда Марко Поло посетил его в 1292 г., но сейчас он расположен в 50 км от берега (Bird, 1976).

Абразионные берега распространены на юго-западной Суматре и окружающих ее островах, а также в южной части Явы.

Сравнение карт XIX в. для семи дельт рек северного побережья Явы с более поздними материалами указывает на значительное выдвигание берегов. Дельта р. Тжиманук увеличилась на 46 км за период 1857—1935 гг., а в последующие 8 лет выдвигание составило дополнительно около 800 м. На западной Яве искусственное перемещение устья р. Тжидуриан в 1827 г. привело к формированию новой дельты, тогда как бывшая дельта подверглась размыву.

Местами в пределах Индонезии вулканизм приводил к изменениям берегов в течение минувшего века, особенно в районе Кракатау, где берега значительно изменили очертания вследствие извержения 1883 г. Архипелаг островов, возникший после извержения в Зондском проливе, сложенных пирокластическим материалом, подвергся исключительно быстрому размыву до 1500 м к 1928 г. Выбросы вулканического материала способствовали увеличению твердого стока рек и усилению скорости выступления дельт.

**Берега Австралии.** Для зал. Карпентария известна небольшая и локальная проградация его низких берегов в течение минувшего века. Побережье п-ова Арнемленд имеет крутые абразионные участки и пляжи. Южные берега зал. Ван-Димен низменны и болотисты, и локальное выдвигание происходило недалеко от речных устьев и на аккумулятивных выступах. Возможно, что мангровые болота, распространенные в проливах северного побережья (в частности, вблизи порта Дарвин), медленно выдвигались за истекшие 100 лет (Bird, 1976).

Залив Жозеф-Бонапарт заполняется выносами рек Виктория и Орд и окаймляется обширными выступающими отмелями. Скалистые берега плато Кимберли, вероятно, неизменны, но песчаные пляжи Эйти-Мил в основном отступают, аккумуляция ограничивается косами, отделяющими приливные проливы.

Большая часть западного берега Австралии представлена интенсивно размываемыми дюнными калькаренитами. Местами попадаются пляжи, выдвигание которых наиболее заметно вблизи устьев рек. То же справедливо и для скалистого юго-западного побережья к востоку от Большого Австралийского залива.

Берега равнины Налларбор представлены исключительно вертикальными клифами, выработанными в непрочных известняках. Вероятно, изменения были здесь довольно значительными. Выдвигание песчаного берега надежно устанавливается для района Твайлайт-Ков, где береговая линия, зафиксированная кораблекрушением XIX в., располагается сейчас на суше в 200 м от берега. Расчленение контура западного побережья п-ова Эйр создается наличием здесь дюнных калькаренитов, размываемых на участках, открытых океану. Местами имеются косы, часть которых слабо нарастала в последние десятилетия.

Небольшие изменения происходили на берегах заливов Спенсер и Сент-Винсент как на абразионных участках, так и на аккумулятивных выступах. Ман-



гровые сообщества распространены в проливах и в северных частях заливов. В Аделаиде направленное к северу вдольбереговое перемещение вызвало аккумуляцию вдоль волнолома гавани.

Недалеко от Виктор-Харбор было установлено выдвигание дельты до 15 м в течение второй половины XX в. в устье р. Инмен и размыв для устья р. Хиндмарш. Отмечается высокая скорость размыва берегов у Миддлтона с начала XX в.

Длинный песчаный пляж, окаймляющий зал. Инкаунтер, отступал в течение XX в., подобное отступление происходило и на других песчаных побережьях юго-востока южной Австралии и вдоль берегов Виктории. В Виктории абразия доминировала на океанском побережье и выступание берега было ограничено секторами пляжей, примыкавших к портовым волноломам. Небольшие изменения абразионных берегов и пляжей были установлены для зал. Порт-Филлип и в зал. Вестернпорт.

Выдвигание на берегах Тасмании было ограничено участками кос у Веймута, Ребана и в зал. Мерион, а также аккумуляцией у бун и волноломов. С небольшой скоростью выступает южная часть Оушен-Бича. На восточном побережье появление новых береговых валов отмечено для косы Ребан, а на северном побережье подобное явление наблюдается у м. Селлер. На других участках побережье Тасмании оставалось стабильным или слабо отступало в течение XX в.

## 9.12. Полезные ископаемые

*Индоокеанский мегапояс* включает Малайско-Индонезийскую область с крупными россыпными оловоносными районами, Восточноафриканско-Мадагаскарский пояс, Бирмано-Индийскую и Западно-Австралийскую зоны с богатыми россыпями ильменит-рутил-циркон-магнетит-монацитового состава.

Наиболее крупные оловоносные россыпи касситерита распространены в странах Юго-Восточной Азии в пределах Бирмано-Малайско-Индонезийского оловянного пояса. Большая их часть имеет аллювиальное происхождение. Коренными источниками служат рудные тела, связанные с мезокайнозойскими гранитоидами. Важную роль в россыпеобразовании играют лагунные коры выветривания позднего мел-палеогенового возраста, за счет которых в раннем плиоцене сформировались осадочные россыпи и аллювиально-пролювиальные концентрации, а в среднем плиоцене — аллювиальные. Древние концентрации олова послужили источниками питания для плейстоцен-голоценовых россыпей аллювиально-морского и прибрежно-морского генезиса, заключенных в морских террасах на суше (уровни 5—6 и 18—20 м) и на дне моря (уровни до 40 м), а также в затопленных речных долинах на удалении 5—15 км от берега моря при глубинах 40—60 м. Мощность продуктивных горизонтов от 1—2 до 20—30 м, мощность перекрывающих пород до 30 м, содержания касситерита от сотен граммов до первых килограммов на 1 м<sup>3</sup>.

В россыпях Индонезии общие запасы олова оцениваются в 800 тыс. т. Крупные запасы олова в россыпях имеются в Таиланде, Малайзии, Бирме.

Индия обладает крупнейшими в мире запасами титано-циркониевых руд в прибрежных россыпях, отличающихся высоким качеством сырья. Месторождения, расположенные на юго-западном, южном и юго-восточном побережьях п-ова Индостан, связаны с системами морских плейстоцен-голоценовых террас на

суше (до уровня 80—100 м) и на дне акватории (до -55—90 м), а также с пляжами, барами, лагунами, дюнами, дельтами рек. Продуктивные горизонты в длину достигают нескольких километров, при ширине в десятки и сотни метров. Мощность варьирует от сантиметров до 2—3 м. Россыпи характеризуются высоким содержанием монацита (от 2—5 до 40—60 % тяжелой фракции).

Общие запасы тяжелых минералов в Индии по состоянию на 1993 г. оцениваются по ильмениту 55 млн т, рутилу 4,7 млн т. Запасы циркона и монацита составляли в 1982 г. соответственно 7 и 2 млн т.

В Шри-Ланке россыпи с ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом образовались за счет чарнокитов и гнейсов. Запасы ильменита составляют 6,8 млн т, рутила — 0,8 млн т.

Вдоль западного побережья Новой Зеландии имеются россыпи ильменита, титаномагнетита, магнетита с цирконом, монацитом, шеелитом, золотом. Рудные тела располагаются в надводных (150—170 м) и подводных (до -50—70 м) террасах, дюнах и на современных пляжах. Промышленные концентрации золота в россыпях связаны с разрушением месторождений золото кварцевой формации. Промежуточные коллекторы — нижнемеловые и палеогеновые золотоносные конгломераты, аллювий и ледниковые образования палеогена, неогена и плейстоцена.

### 10.1. Географическое положение, орография

Границы Тихого океана (далее ТО) образуются массивами суши Северной и Южной Америки, Азии и Австралии. На востоке Тихий океан включает в свой состав большую группу морей и островов Индонезии. Подробности границы между Тихим и Индийским океанами см. в гл. 9 (рис. XX цв. вкл.).

Короткая морская граница с Северным Ледовитым океаном проходит по Берингову проливу (минимальная ширина 86 км, глубина водообмена около 50 м). Есть несколько вариантов ее проведения. В Атласе океанов (Тихий океан. — С. 20) граница проведена от м. Дежнева на  $66^{\circ} 05'$  с. ш. в направлении м. Принца Уэльского.

Граница с Южным океаном принята Географическим обществом СССР (1966) по Южному субтропическому фронту (конвергенции) — подвижной зоне схождения вод, проявляющейся в виде скачка температуры от  $10$  до  $15^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовое положение фронта неоднократно уточнялась. Он разделяет Северный и Южный остров Новой Зеландии на широте пролива Кука ( $41^{\circ}$  ю. ш.) и подходит к Южной Америке у  $39^{\circ}$  ю. ш. (см. гл. 11).

Многие характеристики ТО, приводящиеся в литературе, включают Антарктический сектор, и расчеты без него отсутствуют. Западная и восточная границы Тихоокеанского Антарктического сектора проходят по меридианам  $147^{\circ}$  в. д. (м. Юго-Восточный на о. Тасмания) и  $68^{\circ}$  з. д. (о. Огненная Земля).

Расстояние по меридиану от Берингова пролива до  $41^{\circ}$  ю. ш. около 12 тыс. км, до ледника Росса (по  $170$  меридиану з. д.) — почти 16 тыс. км. Протяженность океана по широте максимальна в тропиках. На широте  $5-6^{\circ}$  с. она составляет чуть больше 19 тыс. км (от северной границы Малаккского пролива до бухты Пуэрто-Утрия в Колумбии). Без Антарктического сектора площадь Тихого океана  $150,57$  млн  $\text{км}^2$  (Т. С. Лукьянова, 1986). В границах, включающих Антарктический сектор, океан занимает площадь, равную половине площади Мирового океана, —  $179,68$  млн  $\text{км}^2$  (Атлас океанов. Тихий океан, 1974; Л. П. Шубаев, 1977).

Особенности океана вызваны его огромной площадью, глубиной и рельефом дна, распределением водного пространства по широте, воздействием окружающей суши на атмосферу над океаном.

Тихий океан — крупнейший океан Земли, имеет второе название Великий. Без Антарктического сектора площадь океана составляет примерно  $1/3$  площади земного шара и превосходит площадь земной суши. Из-за огромности акватории испарившаяся вода выпадает в основном в пределах океана, предотвращая его осолонение.

В океане несколько очагов интенсивного опреснения вод. Узкий и невысокий Панамский перешеек открывает проход влажному воздуху тропической Атлантики в Тихий океан, и обильные дожди образуют в Панамском заливе один из очагов

опреснения до значения солёности 32 кг на тонну морской воды. В зонах западного воздушного переноса вдоль берегов Америки проходят высокие (до 5—7 км) горные цепи, что способствует сдвигу барических атмосферных структур к востоку и создает локальные очаги выпадения осадков.

Из-за недостаточно высокой солёности своего верхнего слоя Тихий океан лишен источников формирования придонных и глубинных вод. Это вызвано и обилием осадков в северной и особенно северо-восточной части океана, и отсутствием крупных морей-испарителей в местах жаркого климата. Средняя солёность толщи вод в северной части Тихого океана (34,58 кг/т) примерно на полтора процента ниже средней солёности северной части Атлантического океана (35,06 кг/т). Ниже и средняя плотность на  $0,29 \text{ кг/м}^3$ . Это вызывает изостатический подъем уровня ТО относительно уровня Мирового океана на 53,5 см, а относительно уровня северной части Атлантического океана — на 97,5 см<sup>1</sup>. Последствия меж океанских различий в солёности проявляются в глобальной циркуляции, охватывающей и объединяющей воды всего Мирового океана.

Другая яркая особенность океана вызвана его взаимодействием с северной частью Азиатского континента. Глубокое сезонное охлаждение создает зимой проседание воздушных масс над огромной площадью суши, что вызывает высотный приток воздуха с океана на континент. В результате возникает обширное (от Берингова пролива до 30° с. ш.) циклоническое поле над океаном — Алеутская депрессия. При этом северный субтропический антициклон сжимается и отступает к берегам Калифорнии. Летом при нагревании северной Азии циклон над открытым океаном исчезает, а антициклон расширяется до берегов Японии и Аляски. Похожие события в меньшем масштабе происходят и в Северной Атлантике. Их можно объяснить тем, что величина суммарного атмосферного давления сохраняется при перетекании воздушных масс с океана на материк и обратно (рис. XXI цв. вкл.).

В океаническом Южном полушарии огромные субтропические антициклоны трех океанов сохраняются в атмосфере над океаном круглый год и несколько усиливаются и расширяются (Тихий и Индийский океаны) в зимнее время (июль — август).

В противоположность северной части Индийского океана, где сезонная смена приземного поля давления кардинально меняет циркуляцию, летние и зимние карты поверхностных течений северной части ТО имеют большое сходство.

Огромная широтная протяженность океана, втрое превосходящая Атлантику, — его другое существенное отличие. Благодаря большой удельной площади тропической зоны ТО имеет более высокую среднюю температуру поверхности, чем Атлантический и Индийский океаны.

Из-за очень большой глубины ТО (преобладают глубины более 5 км) средняя по объему температура его вод ниже, чем в Атлантическом и Индийском океанах.

Контраст температур на востоке и западе экваториальной зоны, занятой Южным пассатным течением, создает два полюса широтной атмосферно-океанической тепловой машины (машины Уокера). Она трансформирует тепловую энергию в энергию циркуляции океана и атмосферы вдоль экватора. Один

---

<sup>1</sup> Добролюбов С. А. Об определении средних термохалинных характеристик океана // Вестн. Моск. ун-та. — Сер. 5. ГЕОГРАФИЯ. — 1987. — № 3. — С. 65—71.

из полюсов тепловой машины охлаждается пассатным сгоном поверхностной воды и подъемом глубинной воды — апвеллингом у берегов Америки на востоке. Другой полюс нагревается пассатным нагоном воды на западе, где создается мощный очаг выноса влаги в атмосферу и происходит обильное выпадение дождей. Раз в несколько лет западный очаг влагообмена подавляется и заменяется другим очагом, возникающим в центральной области океана. Это вызывает катастрофические события в широком пространственном диапазоне — засуху в Австралии, Индонезии и Индии, ливни и гибель рыбы у берегов Америки (см. о явлении Эль-Ниньо в гл. 3).

Яркая особенностью ТО — восточно-западная асимметрия в расположении морей и островов. Берега на востоке в основном открыты океану, а на западе опоясаны морями и грядами островов. Одно из исключений составляют обращенные на юго-восток берега Камчатки. Их туманные пляжи с черными вулканическими песками открыты накату океанской зыби и волн цунами.

В океане расположено исключительно большое количество островов особенно в западных тропических и субтропических водах. Скопление примерно из 10 тысяч островов составляет Океанию — островную сушу в Тихом океане, которая иногда рассматривается как особая часть света или включается в единую с Австралией часть света «Австралия и Океания». Океания включает Новую Гвинею на западе, Гавайский архипелаг на севере, о-ва Туамоту на востоке и Новую Зеландию на юге. Другая, более компактная островная область, насчитывающая около 13 тыс. островов, охватывает Австрало-Азиатские моря Индонезии. Она имеет исключительное значение в процессах взаимодействия океана, атмосферы и суши и называется в некоторых работах Морским континентом (Maritime continent).

Тихий океан окружен кольцом относительно молодых и сохраняющих тектоническую активность горных хребтов, расположенных по берегам континентов и островам. Вдоль многих хребтов пролегают подводные желоба. Из 35 ультраабиссальных желобов Мирового океана (глубина более 6 км) 26 находятся в ТО. Для самого глубокого из них, Марианского, многолучевым эхолотированием на границе XXI в. установлена новая отметка максимальной глубины –11 250 м (Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. — М.; СПб., 2003). Для понимания динамики океана важно указать, что ультраабиссальные желоба хорошо вентилируются — вопрос этот изучался специально в связи с проектами захоронения радиоактивных отходов. Главные зоны кислородного дефицита расположены в верхней сфере океана в зонах активного биохимического потребления при ослабленной вентиляции вод.

Прибрежный пояс Тихого океана называют «огненным кольцом». Ему присущи землетрясения, вулканизм и открытые в последней четверти XX в. на океанском дне горячие гидротермальные источники. На многих берегах океана (Северная и Южная Америка, Камчатка, Курилы, Японские о-ва, Филиппины, Новая Гвинея и Новая Зеландия, Гавайи и небольшие о-ва Меланезии, Микронезии, Полинезии) с разной частотой случаются наматы порожденных землетрясениями разрушительных волн цунами.

Особенно трагические последствия принесла волна цунами, вызванная подводным землетрясением в океане и обрушившаяся на главный остров Японского архипелага Хонсю 11 марта 2011 г. Высота волны на разных участках берега достигала 10 и 20 и 39 м. Волна забросила автомобили на крыши домов. Погибло

и пропало без вести 28 тысяч человек. Землетрясением в 9 баллов и ударом волны были разрушены блоки прибрежной АЭС, радиоактивные материалы попали в атмосферу, почву и океан.

Дно океана отличается большой глубиной. На батиграфической кривой глубины более 4 км занимают около 74 % океанского дна (Т. С. Лукьянова, 1986). Таким образом, закрытый на севере для движения придонных вод ТО является их потенциальным гигантским накопителем и трансформатором. Суммарный объем тихоокеанских вод, лежащих глубже 4 км, превышает 100 млн км<sup>3</sup>.

Главные черты подводного рельефа — громадные котловины. Четыре из них занимают западную и центральную части океана и имеют преобладающие глубины более 4 км. Это Северо-Западная, Северо-Восточная (смещенная к центру океана), Центральная (пересекающая экватор) и Южная котловины. Они составляют главную область распространения придонных вод, которые вторгаются через Южную котловину и проходят в северную часть океана через узкий проход около о-вов Самоа. Менее глубокие котловины примыкают к берегам Чили и Перу и имеют соответствующие названия. Они отделены от основной, глубоководной части океана звеном глобального срединно-океанического хребта — Восточным Тихоокеанским поднятием, выходящим на сушу в структуре Калифорнийского залива.

## 10.2. Климат и природные зоны

Тихий океан вмещает природные зоны от северной субполярной до южной субтропической. Их характеристики закономерно меняются с широтой места. Зональные различия хорошо выражены у поверхности океана и затухают на глубине. Они связаны с крупномасштабной океанской циркуляцией. В картине течений главенствуют две гигантские водно-воздушные антициклонические циркуляции — северная и южная субтропические. Каждая из них включает по две природные зоны: субтропическую, лежащую ближе к полюсу, и тропическую — ближе к экватору. Траектории суммарного переноса воды напоминают неправильные, растянутые в широтном направлении эллипсы и содержат внутренние круговороты и возмущения.

Водные и атмосферные части антициклонических круговоротов имеют между собой существенное сходство и существенные различия. Для тропосферы и для океана характерна двухслойная по высоте картина переноса встречных потоков, вызванная тем, что градиент давления меняет с высотой знак. Это справедливо для пассатов и антипассатов, муссонов и антимуссонов. На картах ветра на высоте 5—6 км, где лежит изобарическая поверхность 500 мб (гПа), пассат зимнего полушария направлен противоположно пассату у поверхности океана, т. е. на восток к берегам Америки (Атлас океанов. Тихий океан. — С. 114—115). Этот воздушный перенос встречает препятствие в виде береговых горных цепей Америки, что сказывается на особенностях поля атмосферного давления — в смещении его центров к востоку. В умеренной зоне господство западного воздушного переноса к берегам Америки на поверхности 500 гПа проявляется круглогодично и повсеместно. Оно не меняет знака до поверхности океана.

Внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) имеет в ТО северную и южную ветви, проходящие одна севернее, другая южнее экватора. Южная ветвь протяги-

вается в юго-восточном направлении и достигает в средней части океана  $15^\circ$  ю. ш. Две зоны конвергенции ярко выделяются на космических снимках усилением облачности.

Акватория, прилегающая к Австралии, подвержена муссонному воздействию. К Южной Америке примыкает обширная область, охваченная круглогодичным антициклоническим полем атмосферного давления с центром вблизи о-ва Пасхи. Она отличается длительными периодами спокойной погоды. Именно ее пересекла южным летом 1520—1521 гг. экспедиция Магеллана и назвала Тихим морем — отсюда Тихий океан.

Важно, что *Южное пассатное течение (ЮПТ) зимой и летом идет по экватору*, летом, усиливаясь и удерживая стрежень скорости, — даже чуть севернее экватора. Это яркий признак сдвига системы географической зональности к северу. Системы течений двух полушарий разделены Межпассатным течением, проходящим с запада на восток по  $5-7$  параллели с. ш.

ЮПТ создает на востоке океана *клин охлажденной воды, «острие» которого совпадает с экватором*, хотя и подвержено сезонным сдвигам. Основание клина находится у берегов Южной Америки. Холодный клин влияет на атмосферные характеристики. Он поддерживает раздвоение внутритропической конвергенции Тихого океана и создает вдоль экватора сужающуюся к западу полосу минимальных осадков. На глубине до 25 м экваториальный клин холодной воды является единственным, но на глубинах 50 и особенно 100 м его дублирует северный аналог, клин холодной воды, простирающийся около  $10^\circ$  с. ш. от берега Америки до середины океана.

На карте «Географическая зональность в водах океана» (см. подразд. 2.1) показаны трансокеанские фронтальные системы, служащие основой разделения поверхностного слоя океана на природные широтные зоны. Дополнительную информацию дает карта зональности островной суши (рис. 10.1) и метеорологическая схема климатических поясов (рис. 10.2).

В зональном разделении океанских вод особое значение имеет пограничный между теплым и холодным океаном *умеренный пояс (зона)*. Умеренный пояс — место слияния холодных и теплых вод океана. Он охватывает сближенные части субполярного и субтропического круговоротов. Пояс состоит из единственной умеренной зоны. В Тихом океане умеренный пояс представлен только в Северном полушарии. Его образует Северо-Тихоокеанская двойная по происхождению фронтальная система течений с процессами перемешивания и взаимодействия теплых субтропических вод продолжения Куроисио ( $15^\circ$ ) и холодных ( $5^\circ$ ) субполярных вод Камчатско-Курильских течений.

Граница умеренной и субтропической зоны проходит температурным разделом по Субтропическому фронту (он же Субполярный и он же фронт Куроисио) через воды Северо-Тихоокеанского течения, приблизительно по  $35^\circ$  с. ш. Южная часть течения продолжается в субтропическом круговороте, северная — в умеренном поясе Аляскинским течением. Температурный раздел между субполярной зоной и умеренным поясом (зоной) — Полярный фронт. Важным индикатором умеренного пояса служит особый состав фитопланктонного сообщества, совмещающий теплолюбивые и холоднлюбивые виды морских растений. Этот индикатор очень важен там, где фронты прослеживаются неясно.

Севернее  $30^\circ$  с. ш. над океаном зимой и летом преобладают юго-западные ветры. Их средняя скорость в субтропическом поясе составляет  $6-7$  м/с ле-

том и 10 — 12 м/с зимой, направление неустойчиво из-за частого прохождения циклонов. Зимой западные ветры совпадают с полем давления на южной половине обширной Алеутской депрессии, летом — на северной половине Северо-Тихоокеанского (Гавайского) максимума. В этом районе главный воздушный перенос у поверхности океана осуществляется движением циклонов, а это движение определяется ведущим потоком на высоте 5—7 км, направленным на северо-восток.

В умеренном поясе с воздушным переносом связана область повышенных осадков (2—3 м в год) и низкой солености (33—32 кг/т), примыкающая к гористым берегам Аляски и Канады и поддерживаемая теплым Алеутским течением.

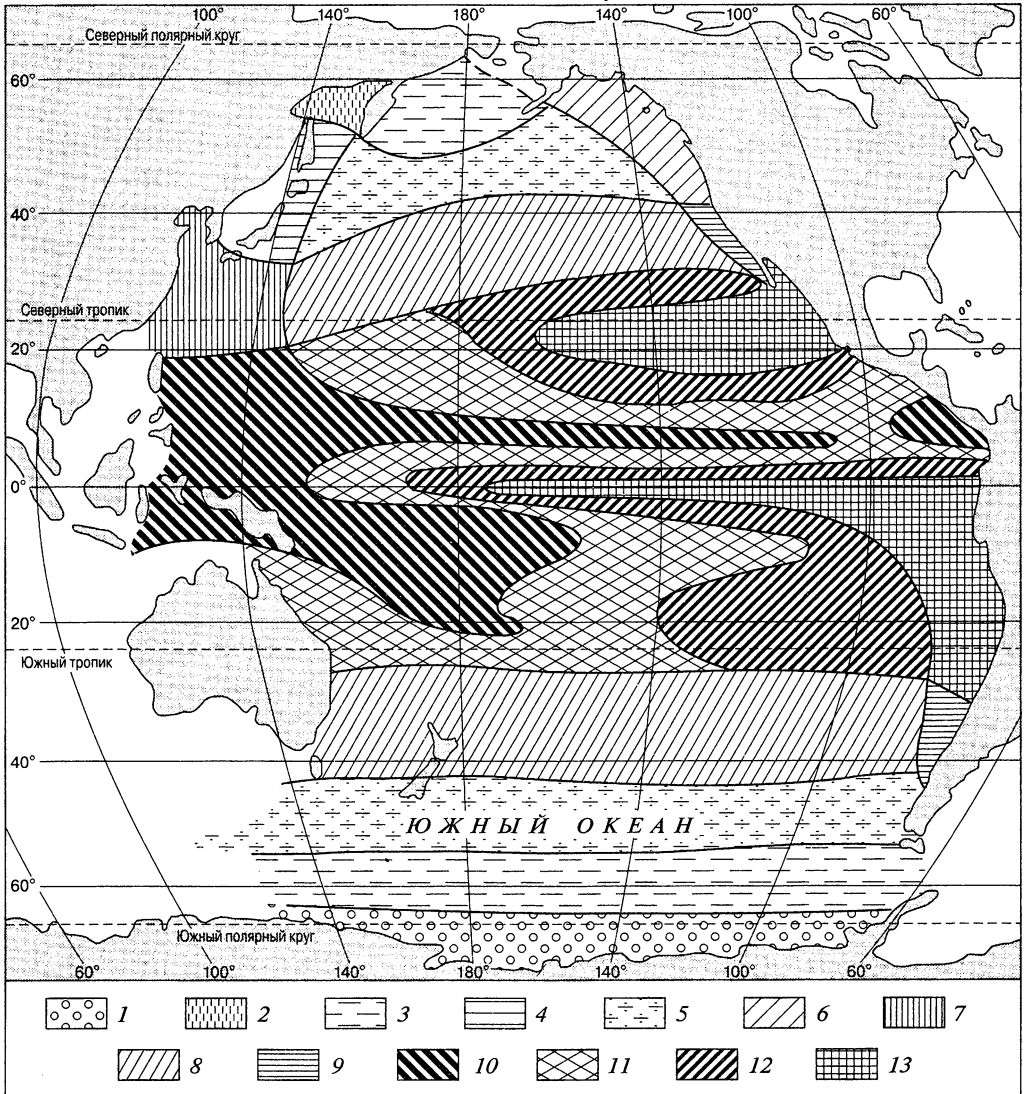


Рис. 10.1. Типы ландшафтов островной суши (из Г. И. Игнатьева):

1 — полярные; 2, 3 — субполярные; 4—6 — умеренные; 7—9 — субтропические; 10—13 — тропические



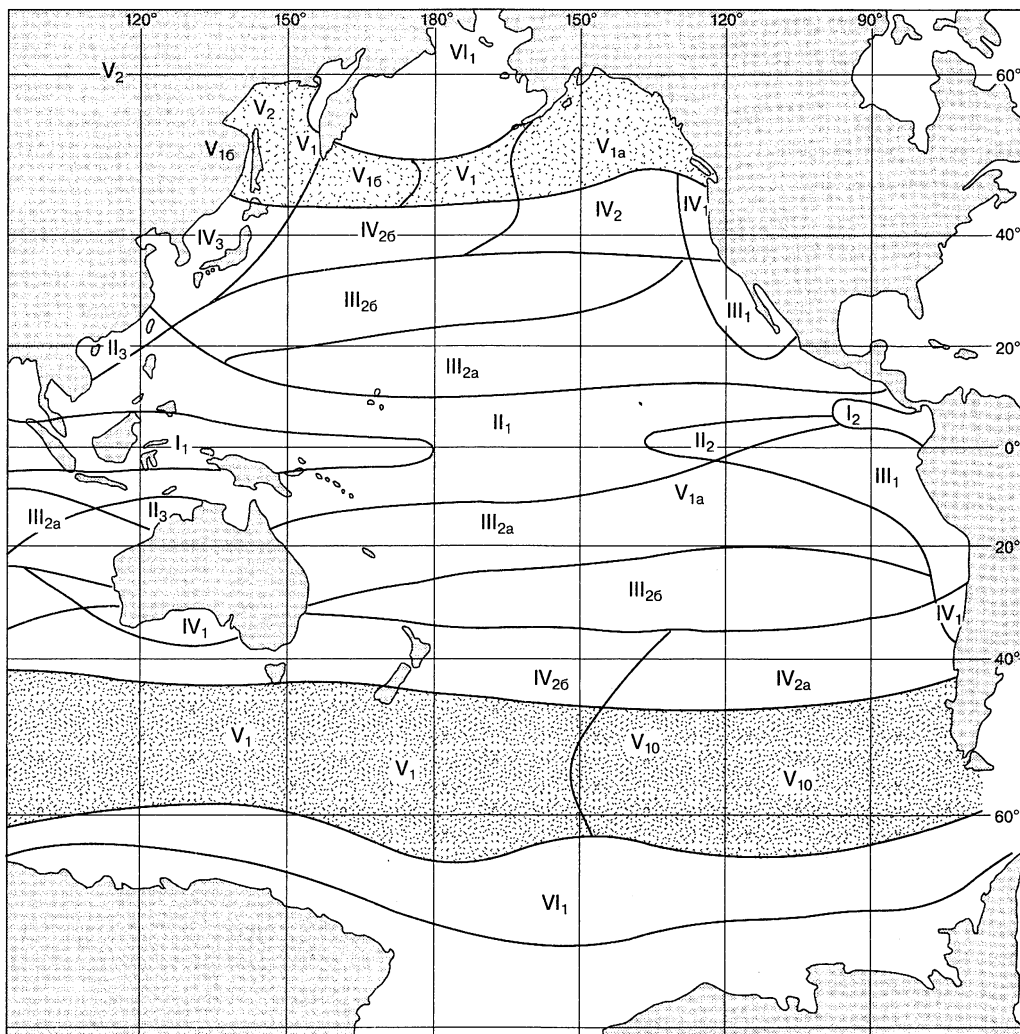


Рис. 10.2. Метеорологическое районирование (по А. И. Соркиной).

Районы: I — экваториальные; II — субэкваториальные; III — тропические; IV — субтропические; V — умеренные; VI — субполярные

Главная область увлажнения в Тихом океане — западная часть пассатной акватории с осадками более 2 и 3 м, а в центральном ядре более 4 м в год — расположена в западной экваториально-тропической части океана. В результате нагона создается пул теплых поверхностных вод — термически влажностная конвекция воздуха, дополняемая динамической конвекцией при схождении и замедлении пассатов. Ядро области с максимумом осадков подвижно. В среднем оно прижимается с востока к Минданао — южному острову в группе Филиппинских о-вов, и охватывает Каролинские о-ва. От берега Минданао полоса обильных осадков тянется вместе с Межпассатным противотечением по 7° с. ш. параллельно экватору до долготы Калифорнийского залива и продолжается от о. Минданао на восток.

Мощный очаг взаимодействия океана, атмосферы и островной суши образуется в морях Индонезии. Влажные муссонные ветры, гористый рельеф и густые тропические леса островов способствуют испарению, развитию конвекции, выносу в атмосферу значительных потоков влаги и выделению скрытого тепла при ее конденсации. Создается постоянная барическая депрессия и область обильных осадков (2—3 м в год).

От Каролинских о-вов на юго-восток к Огненной Земле протягивается до середины океана вторая полоса обильных осадков, совпадающая с южной ветвью Внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Расширение области обильных

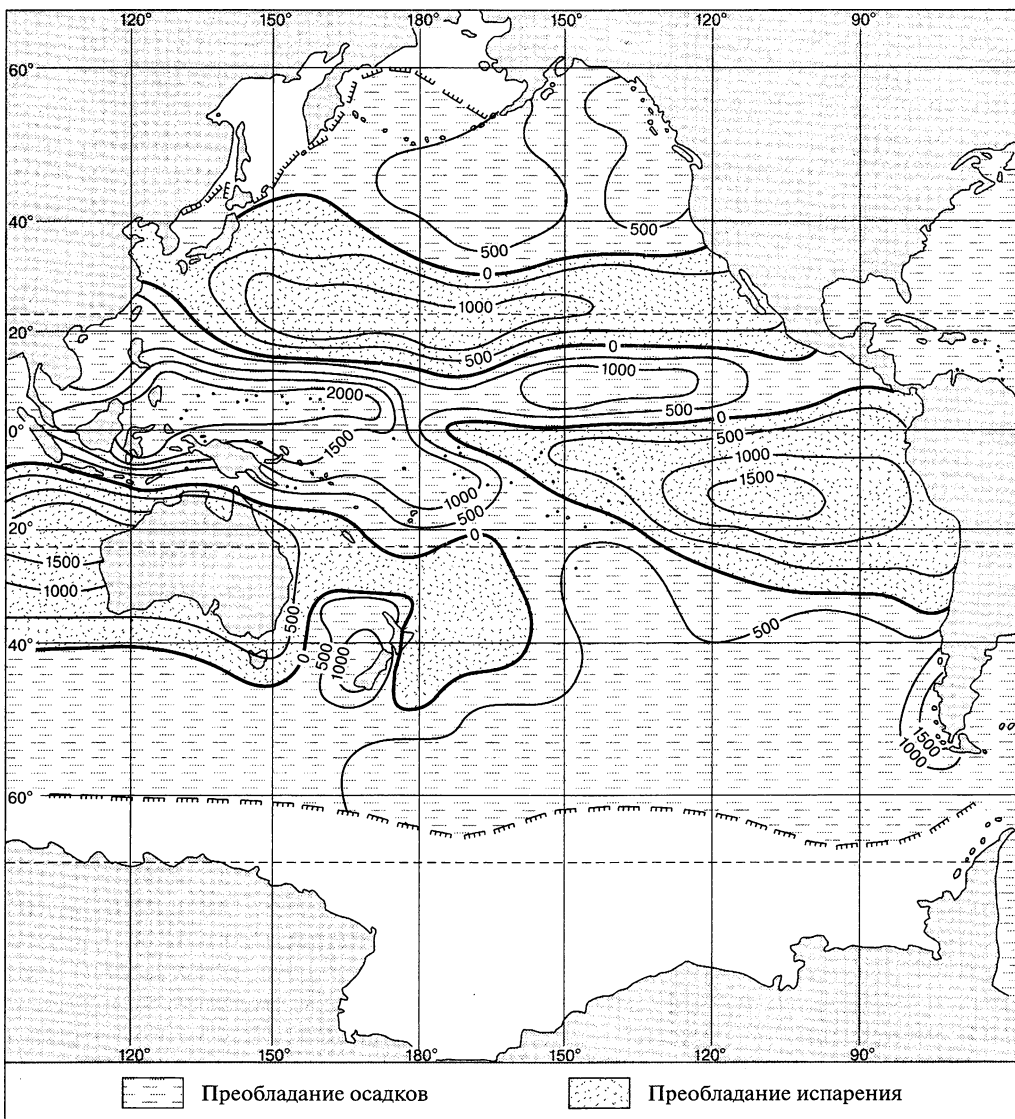


Рис. 10.3. Разность осадки—испарение, мм/год (Атлас океанов. Тихий океан, 1974).

осадков (2—3 м в год), связанное с пассатным нагоном теплых воздушных и водных масс, простирается у западных берегов океана до Японии на севере и южной оконечности Новой Гвинеи на юге (рис. 10.3).

### 10.3. Водные массы

*Поверхностные воды* океана выделяются двумя главными свойствами. Это перемешивание, создающее однородную по вертикали структуру — верхний квазиоднородный слой (ВКС). Максимальная толщина ВКС достигается при зимней конвекции и определяет толщину «активного слоя океана». Второе свойство — освещенность, достаточная для жизнедеятельности морских растений (фитопланктона и фитобентоса). Глубокая конвекция характерна для теплых течений, отдающих тепло атмосфере и теряющих за счет этого вертикальную устойчивость. Холодные течения получают тепло от атмосферы и этим увеличивают устойчивость вертикальной стратификации. В ТО максимальная глубина конвекции (300—350 м) наблюдается в районе восточнее Японских о-вов, что связано с переносом теплых вод течением Курошио. Минимальная глубина конвекции меньше 50 м наблюдается в экваториальной полосе океана (Атлас океанов. Тихий океан. Карта 141). Там проходит, постепенно нагреваясь, Южное пассатное течение.

Прозрачность тихоокеанских вод в разных районах различается в несколько раз. Глубина исчезновения видимости белого диска диаметром 0,3 м составляет в прибрежных районах меньше 10 м, в открытом океане — более 20 и 30 м. Прозрачность тем больше, чем меньше в воде планктона и взвеси. Официально зарегистрированный максимум прозрачности по диску равен 67 м и находится в южной тропической зоне ТО. Эта глубина значительно меньше глубины порога фотосинтеза. Характерная толщина поверхностного слоя, в пределах которой проявляются конвекция и фотосинтез, равна 100—200 м.

Главная закономерность распределения температуры и солёности — зональная смена радиационных поясов и циркуляционных систем (см. карты температуры и солёности). На пространстве теплых регионов Тихого океана солёность в среднем повышена, ее максимум вызван большим испарением и приходится на центральные части субтропических круговоротов, где солёность достигает 35,5 кг/т в Северном и 36,5 кг/т в Южном полушариях. В экваториальной зоне (Внутритропическая конвергенция и Межпассатное противотечение) солёность падает ниже 34,5 кг/т, а в Панамском заливе летом — до 33—32 кг/т. Такая же низкая солёность (32—33 кг/т) преобладает в Северной субполярной зоне.

Главная черта в распределении температуры на океанской поверхности — образование в западной половине океана вокруг экватора зимой и вокруг 10° с. ш. летом огромного пула воды с температурой более 28 °С, вынесенной пассатными течениями с востока на запад. Другая яркая черта температурного поля — затоки холодной воды, протянутые от берегов Америки на запад, несомые теми же пассатными течениями. Их низкая температура вызвана переносом охлажденной воды вдоль американских берегов со стороны умеренных широт к экватору, а также подъемом воды с глубин в прибрежной части пассатных зон на востоке океана. Наиболее значительный клин холодной воды связан с Перуанским апвеллингом и выдвинут вдоль экватора по оси Южного пассатного течения. Температура в нем на поверхности падает до 25 °С и ниже. Пересекая океан, течение нагревается

и пополняет пул теплой воды на западе, где формируются теплые западные пограничные течения.

**Подповерхностные воды** — это первый слой, в котором при выделении водных масс можно не учитывать сезонные изменения температуры. Большое место среди них занимают *воды верхнего термоклина*, иначе *центральные воды*, заполняющие слой от 200 до 600 м в центральной части океана. Область их формирования — субтропические зоны западных ветров Северного и Южного полушарий от субтропических фронтов до конских широт ветрового затишья. Формирование *центральных вод* происходит в субтропических зонах в зимнее время путем субдукции при воздействии ветра в процессе так называемой экмановской накачки. В данном случае накачка осуществляется путем бокового сжатия (меридиональной конвергенции) западных дрейфовых течений. Опустившиеся воды продолжают погружаться по поверхностям равной плотности в направлении тропиков, а затем с приближением к экватору подниматься в согласии с формой термоклина. Характерная черта подповерхностных вод — большой вертикальный градиент температуры и относительно высокая соленость. На их образование воздействует повышение солености при испарении. Воды верхнего термоклина имеют несколько локальных вариаций и простираются от северного до южного субтропического фронта. У экватора они прерываются полосой экваториальных вод.

**Промежуточные воды** Тихого океана образуются в очагах вблизи полярных фронтов в 50-х широтах Северного и Южного полушарий. Погружаясь на глубину 600—1 000 м, они имеют температуру 5—7 °С, движутся в сторону экватора и вливаются в субтропические круговороты. В восточных пограничных течениях они создают языки воды пониженной солености и температуры. На границах круговоротов промежуточные воды распространяются до 10° широты и могут пересекать экватор. Промежуточные воды Южного полушария называются *Антарктическими промежуточными*. Они выражены более ясно, чем *Северо-Тихоокеанские промежуточные*. Положение первых подтверждается и минимумом солености (34,4 кг/т) и повышенным содержанием кислорода (4,5 мл/л). В Северном полушарии такая же соленость совпадает с падением кислорода до рекордно низких значений 0,25—0,5 мл/л, поэтому предполагается, что их образование происходит не на поверхности, а на некоторой глубине, и в нем участвуют обедненные кислородом застойные глубинные воды. Тогда можно говорить о конечной точке глобального конвейера, где перенос вод из Атлантического океана в Тихий сменяется на обратное движение.

**Глубинные воды** образуют слой океана между горизонтами 1 и 3 км. Пополняющая его *Тихоокеанская глубинная вода* поступает с юга, и ее перенос тяготеет к западным склонам дна. У нее нет источников формирования в северной части Тихого океана. Состоит она из трансформированной Северо-Атлантической глубинной воды (называемой также Циркумполярной) с примесью Антарктической придонной воды и Антарктической промежуточной воды. Глубинная вода имеет температуру ~2 °С и соленость ~34,6 кг/т. Она обновляется медленнее, чем придонная, и образует на горизонтах 1,5—2 км в северной части океана огромную застойную область с содержанием кислорода ~1—2 мл/л и меньше. Возраст этой воды по углеродному анализу более 1 000 лет (рис. XXII цв. вкл.)

**Придонные воды** Тихого океана состоят в основном из *Антарктической придонной воды* (ААДВ). Она приносится к границам Тихого океана Циркумполярным течением через Индоокеанский сектор Южного океана, а образуется

преимущественно в Атлантическом секторе. ААДВ выделяются в Тихом океане пониженной потенциальной температурой (ниже  $\sim 1^\circ\text{C}$ ) и повышенным содержанием кислорода (выше  $\sim 4,5$  мл/л). Вода имеет соленость около  $34,7$  кг/т и занимает горизонты глубже  $3,5$  км. Три котловины, расположенные вдоль берегов Южной Америки (Чилийская, Перуанская и Панамская), изолированы Восточно-Тихоокеанским поднятием срединно-океанического хребта от проникновения *Антарктической придонной воды* и имеют температуру, повышенную примерно на  $0,5^\circ\text{C}$ .

Приток и обновление придонной воды происходит медленно, но в отдельных местах вдоль западных подводных склонов ТО (в Южном полушарии) развиваются придонные струйные течения. На океанологических разрезах об их присутствии свидетельствуют крутые подъемы изолиний температуры, солености и концентрации кислорода, объясняемые боковым геострофическим нагоном воды к глубинным склонам дна. Главный проход придонной воды на север осуществляется в средней части океана восточнее Новозеландского плато в виде языка холодной воды, ограниченного изотермой потенциальной температуры  $1,0^\circ\text{C}$  и достигающего широты о-ва Хонсю. Воды с потенциальной температурой  $1,1^\circ\text{C}$  проходят дальше, до Алеутских островов (Tomczak и Godfrey, 1994). В Тасмановом море эта вода распространяется вдоль побережья Австралии приблизительно до тропика Козерога. Дальше движение блокируется недостаточно большими глубинами Кораллового моря и моря Фиджи.

Источник образования придонной воды в Тихоокеанском секторе Антарктики, в районе шельфового ледника Росса, отдает воду в котловину Беллинсгаузена, расположенную в Южном океане. Воды этой котловины на горизонте  $3\ 500$  м блокированы с севера Чилийским поднятием (у  $40^\circ$  ю. ш.) и горными структурами, продолжающими срединно-океанический хребет в Южном океане, а на западе — поднятием о-вов Баллени. Котловина соединяется с проливом Дрейка и имеет придонный водообмен с Атлантическим сектором Южного океана.

## 10.4. Течения

Крупнейшие круговороты течений Тихого океана субтропические антициклонические, частично накрытые атмосферными круговоротами также антициклонического знака. Трудно утверждать, что водные круговороты образуются ветром. Области, где субтропические круговороты получают существенное ветровое ускорение, — это зоны пассатных ветров и западных ветров.

Пассаты вызывают нагон воды и подъем уровня моря у западных границ океана. Избыток воды прорывается несколькими противотечениями обратно на восток. Главное из поверхностных противотечений — *Межпассатное противотечение* (МПП), лежащее между северным и южным пассатными течениями (рис. 10.4, табл. 10.1).

*Северное пассатное течение* (СП) расположено в полосе приблизительно  $7$  —  $18^\circ$  с. ш. Имеет дрейфово-градиентный характер и обычно называется ветровым. Это название предполагает, что градиент давления в его водах вызван ветровым воздействием на уровень. Скорость и расход течения около  $0,3$  м/с и  $50$  Св. Они максимальны в феврале, что совпадает с зимним усилением пассата. Отличительная особенность пассатных течений — небольшая глубина, возрас-

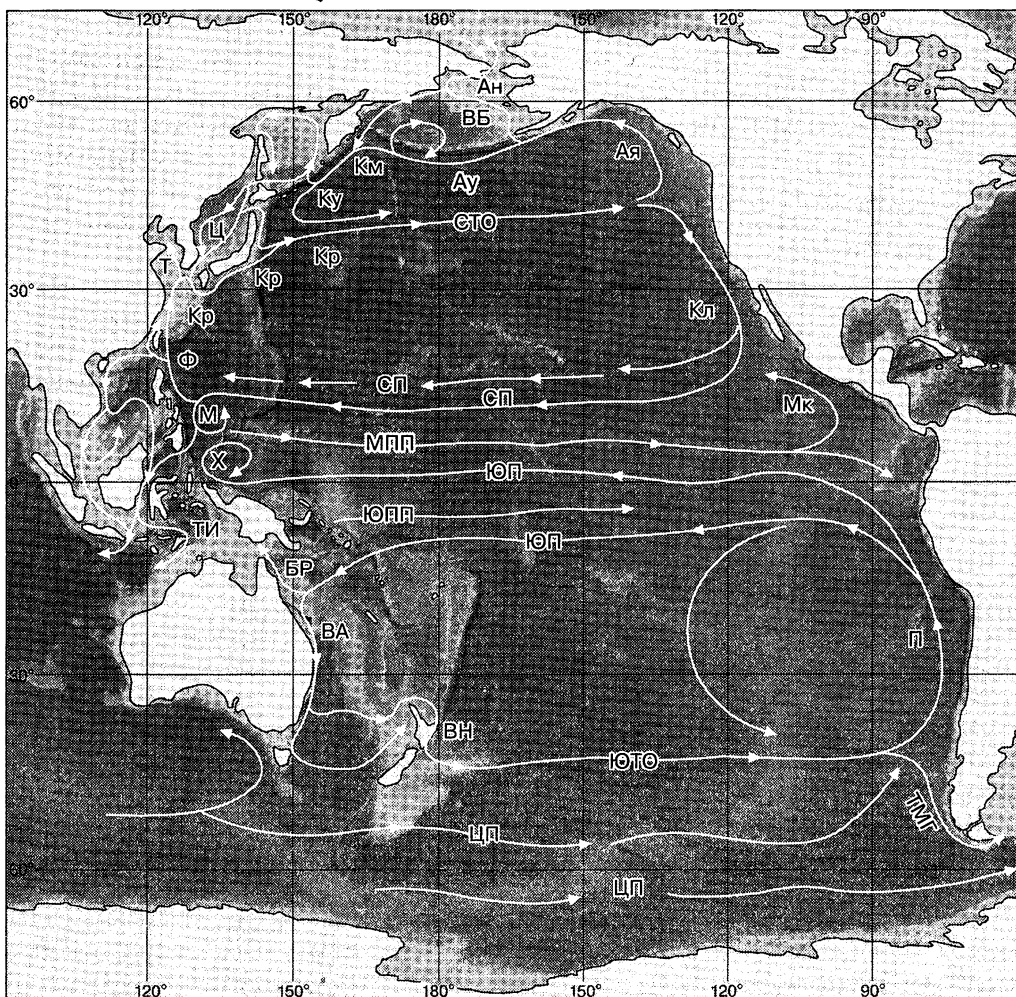


Рис. 10.4. Течения Тихого океана (компиляция В. Л. Лебедева).

Названия течений см. в табл. 10.1

тающая с востока на запад и равная в среднем 100—150 м, а также обширное горизонтальное простираение, в данном случае более 1 200 км, что в шесть раз больше ширины таких течений, как Куроисио и Гольфстрим.

На пути Северного пассатного течения, у 125° в.д., стоит плотная цепь из 7 тысяч Филиппинских островов, соединенных мелководьями. Перед этой преградой пассатное течение разделяется и у северной оконечности о-ва Минданао (около 10° с. ш.) дает начало двум меридиональным потокам. Южный поток образует круговорот (М) перед о-вом Минданао, от которого отходит на восток примерно по 7° с. ш. *Межпассатное противотечение* (МПП), а на юго-запад — *Транс-Индонезийское течение* (ТИ), именуемое также Индонезийским Сквозным Переносом (см. гл. 9).

Северный поток называется *Филиппинским течением* (Ф). Он движется вдоль Филиппинских островов, от них к о-ву Тайвань (из-за чего в некоторых работах

Таблица 10.1. Течения Тихого океана (см. рис. 10.4)

Название	Расход, Св	Название	Расход, Св
Межпассатное (МПП)	15—20	Восточно-Беренговоморское (ВБ)	
Северное пассатное (СП)	50	Камчатское (Км)	1
Филиппинское (Ф)	30	Курильское (Ку)	15
Курисио (Кр)	60	Анадырское (Ан)	1
Северо-Тихоокеанское (СТО)	30	Южное пассатное (ЮП)	30
Калифорнийское (Кл)	12	Восточно-Австралийское (ВА)	15
Мексиканское (Мк)	10	Восточно-Новозеландское (ВН)	
Индонезийское (ТИ)	15	Циркумпольное (ЦП)	125
Тайвань (Т)		Южно-Тихоокеанское (ЮТО)	10—30
Цусимское (Ц)	3	Перуанское (П)	10
Аляскинское (Ая)		Течение мыса Горн (ТМГ)	
Алеутское (Ау)	10	Минданао (М)	
		Хальмахера (Х)	

его называют Тайваньским течением) и имеет расход около 30 Св. Пройдя вдоль восточного берега Тайвань, течение входит в Восточно-Китайское море (подобно тому, как Гвианское течение Атлантики входит в Карибское море). От главного потока отделяется *течение Тайвань* (Т), уходящее в Желтое море. Основной поток, называемый *течением Курисио* (Кр), движется на северо-восток по глубоководной восточной окраине Восточно-Китайского моря западнее о-вов Рюкю. У мелководья, продолжающего на юге гряды Японских о-вов, от Курисио отделяется *Цусимское течение* (Ц), которое входит в Японское море, пересекает его с юга на север до Сангарского пролива ( $41^{\circ} 40'$  с. ш.). Само же Курисио поворачивает на восток и через Токарский пролив ( $30^{\circ} 10'$  с. ш.) глубиной 1 000 м выходит из Восточно-Китайского моря в островное Филиппинское море Тихого океана. Здесь Курисио поворачивает налево и следует вдоль Японских островов на север над изобатами 1 000—1 500 м. Скорость меняется от 1 м/с на поверхности до 0,5 м/с на глубине 400 м. Глубже 600 м идет противотечение, имеющее скорость около 0,2 м/с. На своем пути Курисио образует разные формы меандров. Расход течения колеблется между 35 и 60 Св, достигая максимума в летнее время. Средняя по живому сечению скорость переноса вод составляет 30—60 см/с.

Цусимское течение (Ц), пройдя Сангарский пролив и обогнув северную оконечность главного японского о-ва Хонсю, выходит в океан. Здесь оно называется Цугарским течением. Сталкиваясь с водами холодного *Курильского течения* (Ку)

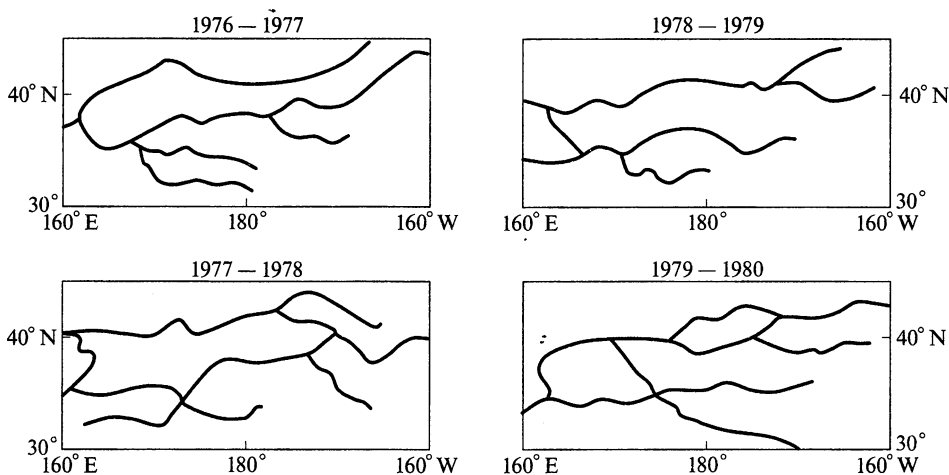


Рис. 10.5. Среднегодовое положение фронтов продолжения Курошио по судовым наблюдениям (из Levin, White, 1983, с упрощением)

(течение Оясио), оно оттесняется на юг. Спустившись вдоль берега о. Хонсю до  $36^\circ$  с. ш., течение, теперь уже охлажденное, вновь соединяется с водами Курошио. Приблизительно на  $35^\circ$  с. ш. Курошио отходит от берега и на  $36-37^\circ$  ш. образует фронт Курошио — один из главных температурных фронтов Мирового океана.

Судовые и космические наблюдения показывают, что Курошио и Оясио генерируют очень сложную и изменчивую систему фронтов (рис. 10.5). В ней стали выделять Полярный фронт на широте  $39-40^\circ$  (фронт Оясио с температурой  $2-8^\circ\text{C}$ ) и южнее, на широте  $36-37^\circ$ , Субполярный фронт (фронт Курошио с температурой  $15-23^\circ\text{C}$ ). Наконец, приняли во внимание то, что для фронта Курошио, разделяющего у берегов Японии воды *субтропического* и субполярного происхождения, название *субтропический* более соответствует географическому положению, чем субполярный (С. С. Лаппо, В. Л. Лебедев, 2005).

Курошио и Оясио продолжаются широким *Северо-Тихоокеанским течением* (СТО) к берегам Северной Америки. Среднегодовой расход Северо-Тихоокеанского течения оценивается в 30 Св, а скорость  $10-50$  см/с.

По изолиниям динамического рельефа поверхности океана воды Курошио при движении в восточную часть океана целиком остаются в субтропическом круговороте, т. е. поворачивают к югу. Более того, некоторые карты показывают обширное вторжение субполярных вод Оясио в субтропический круговорот (рис. 10.6). По картам поверхностной температуры воды, особенно в зимний сезон, видно, что значительная часть теплых вод Курошио обогревает берега Аляски. Изотерма  $5^\circ\text{C}$  поднимается от широты  $40^\circ$  у берегов Японии до широты  $60^\circ$  у берегов Аляски. Здесь расположена одна из наиболее ярких температурных аномалий Мирового океана (превышение среднеширотной температуры на  $6^\circ\text{C}$ ). Очевидно, механизм переноса вод на север в значительной мере заключается в турбулентном перемешивании. Сложную вихревую картину взаимной интрузии вод продолжения Курошио и Оясио показывают космические снимки. Парадоксальным моментом карты (см. рис. 10.6) может показаться вторжение арктических вод через Берингов пролив. Как известно, в этом проливе доминирует перенос тихоокеанских вод на север, но пик северного течения наблюдается летом.



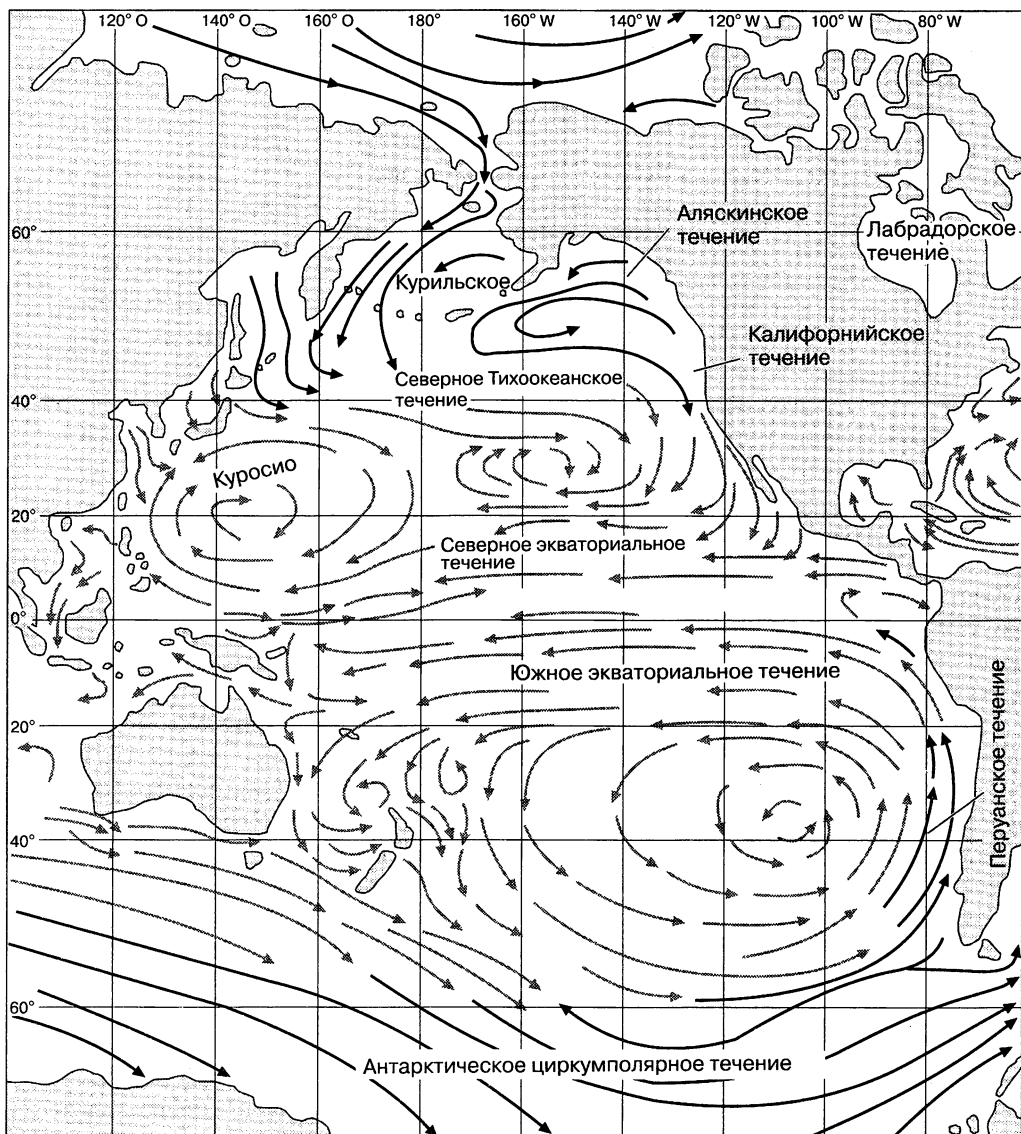


Рис. 10.6. Среднее зимнее поле течений Тихого океана (из интернет-публикации NOAA, 2008)

Воды Северо-Тихоокеанского течения попадают в теплое *Аляскинское течение* (Ая), имеющее скорость 20—30 см/с. Затем переносятся вдоль Алеутских островов к берегам Камчатки узким и глубоким *Алеутским течением* (Ау) с расходом около 10 Св. Часть его вод проходят проливами этих островов на север в Берингово море. Там их принимает *Восточно-Беринговоморское течение* (ВБ), затем холодное Камчатское течение (Км) и они снова попадают в Курильское течение, имеющее расход около 15 Св и замыкающее северный субполярный циклонический круговорот Тихого океана.

Небольшая часть переносимых вод (около 1 Св) уходит в летнее время с *Анадырским течением* (Ан) и другими потоками в Чукотское море. Сброс воды в Чукотское море наиболее интенсивен в конце лета, когда его расходы в 3—4 раза превосходят зимние значения, а скорость может достигать 1—3 м/с (зимой она меньше 0,5 м/с).

Субтропический круговорот продолжается на юг *Калифорнийским течением* (Кл), охлажденным притоком к нему субполярных вод. Средний расход течения 10 Св, 8 летом и 12 зимой, когда активизируются динамические процессы. С течением связана обширная зона охлаждения поверхности океана и поглощения охлажденной водой атмосферного тепла. Один из источников охлаждения — Калифорнийский (Орегонский) прибрежный апвеллинг (см. ниже). У берегов Мексики Калифорнийское течение соприкасается со встречным потоком, несущим на север воды Межпассатного течения. Этот встречный поток называется *Мексиканским течением* (Мк). Оно образует локальный циклонический круговорот, характерный для пассатных зон в восточной части как Тихого, так и Атлантического океанов.

В системе течений Южного полушария доминирует южно-тихоокеанский антициклонический круговорот — самый большой по площади в Мировом океане. Его северная часть в виде *Южного пассатного течения* (ЮПТ) заходит в Северное полушарие. *Стрежень ЮПТ приблизительно совпадает с экватором*. Ширина этого течения возрастает от 1 тыс. км на востоке до 2 тыс. на западе, где западный перенос захватывает Коралловое море.

Западная периферия океана, побережье Новой Гвинеи, Австралии, акватории Австрало-Азиатских морей подвержены муссонным явлениям. Южным летом господствует встречный пассату северо-западный муссон, замедляющий ЮПТ, южной зимой его сменяет юго-восточный муссон, который усиливает ЮПТ и добавляет к нему прибрежное *Новогвинейское течение*. В августе скорость переноса воды севернее Новой Гвинеи достигает 1 м/с.

Расход ЮПТ максимален южной зимой при усилении пассата и минимален южным летом, когда пассат на западной периферии течения бывает подавлен северо-западным муссоном. В августе расход течения приближается к 30 Св, при этом скорость переноса воды у лежащих на экваторе о-вов Галапагос на востоке и о-ва Хальмахера на западе достигает 1 м/с. В феврале расход ЮПТ падает ниже 10 Св.

В западной половине океана воды течения заполняют Коралловое море, и южной зимой вдоль Большого Барьерного рифа Австралии возникает течение на север. Часть воды проходит через мелководный (глубина 10—20 м) и усеянный коралловыми рифами Торресов пролив в Арафурское море Индийского океана. Другая часть ЮПТ уходит вдоль восточных берегов Австралии к югу в виде *Восточно-Австралийского течения* (ВА). По своему характеру и положению относительно центральной части океана это течение относится к тому же типу, что Гольфстрим, Куроисио, Бразильское и течение мыса Игольного, т.е. к западным пограничным течениям, но оно слабее других упомянутых из этой группы. Его расход около 15 Св. Течение неустойчиво, рождает вихри и ринги. Оно простирается от 18° примерно до 36° ю. ш., где возникает антициклоническая петля, образуются ринги и основной поток течения отходит на восток к Северному острову Новой Зеландии. Часть воды проходит вдоль берегов Австралии к югу до о-ва Тасмания, где при контакте с водами *Циркумполярного течения* (ЦП) образуется участок Субтропического океанского фронта.

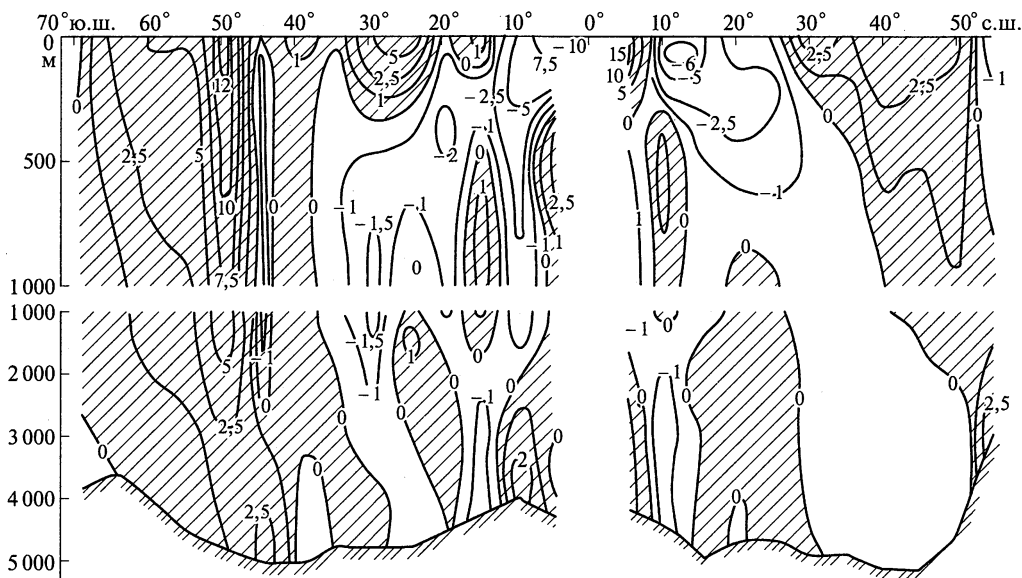


Рис. 10.7. Средняя многолетняя скорость геострофического переноса воды (см/с) через меридиональный разрез в средней части Тихого океана (162,5° з. д.) (по В. А. Буркову, 1980). Области с восточной составляющей скорости заштрихованы. У экватора скорости не показаны, там геострофическая модель не работает

Антициклонический круговорот продолжается в *Восточно-Новозеландском течении* (ВН). Это также представитель западных пограничных течений. Далее идет *Южно-Тихоокеанское течение* (ЮТО) — широкое (около 2 тыс. км) зональное течение открытого океана. Оно резко отличается от параллельного ему Циркумполярного течения Южного океана повышенной температурой, небольшой глубиной и незначительной скоростью. Вблизи 160° з. д. стрежень течения находится около 30° ю. ш., глубина течения едва достигает 300 м, а скорость 5 см/с (рис. 10.7).

У берегов Южной Америки круговорот переходит в холодное *Перуанское течение* (П) и дает ответвление в пролив Дрейка в виде *течения мыса Горн* (ТМГ). Перуанское течение разделено на несколько струй, имеет стационарные и подвижные круговороты, глубинные и боковые противотечения. Его суммарный перенос составляет около 10 Св. Охлаждающее воздействие велико. С течением связан крупнейший в Мировом океане прибрежный Перуанский апвеллинг.

## 10.5. Апвеллинги

В Тихом океане выделяются несколько апвеллингов. В Южном полушарии крупнейший из океанских апвеллингов *Перуанский*, в Северном полушарии его неполный аналог *Орегоно-Калифорнийский* апвеллинг. Крупные морские апвеллинги — *Калифорнийский* в одноименном заливе (море) Северной Америки и *Южно-Вьетнамский* у юго-восточного берега Индокитайского п-ова. Перуанский апвеллинг постоянно действующий, Орегоно-Калифорнийский

преимущественно летний, Южно-Вьетнамский исключительно летний, муссонный. В Калифорнийском заливе апвеллинг развивается и зимой, и летом, но у разных берегов. Зимой господствуют северные ветры, и апвеллинг возникает у восточного берега, летом — южные ветры и апвеллинги проявляется у западного берега.

**Перуанский апвеллинг** — основа одной из самых динамичных, контрастных и богатых жизнью геосистем Земли. Этот очаг активного взаимодействия водной, воздушной, литосферной и живой материи на границе океан — суша. По широтному положению он совпадает с пассатом Южного полушария. Природа водно-материковой прибрежной пассатной зоны разделяется на две контрастные части. Одна из них необычайно богатая жизнью область апвеллинга — прибрежная полоса зеленоватой воды шириной около 100 км — протянута на 2 000 км вдоль берегов северного Чили и Перу между 23 и 4° ю. ш. Эта область дает рыбопродукцию более 6 т/км<sup>2</sup> в год, многократно превышающую среднее значение по океану (0,25 т/км<sup>2</sup>, 1982), и поддерживает жизнь многих миллионов птиц, питающихся рыбой и переносащих на берега островов и континента огромное количество органики в виде помета.

Другая часть природной системы — предгорная полоса прибрежной суши, омываемая водами апвеллинга и имеющая ширину 80 — 180 км. Эта земля лишена постоянного растительного покрова из-за огромного дефицита влаги. Ее атмосферные осадки (200 — 500 мм/г) покрывают лишь десятую часть потенциальной испаряемости и выпадают в виде мельчайшей мороси-тумана. За пределами речных оазисов здесь господствуют пески, скалистые утесы, лишенные растительности холмы и сухие русла рек, питаемых при сезонном таянии снега и льда в Андах. Многочисленные прибрежные острова лишены воды, растительности и почвы, но покрыты отложениями высушенного гуано.

Дефицит осадков связан с устойчивой атмосферной стратификацией, подавляющей вертикальные токи воздуха, и сочетается с туманами, пасмурным небом и слоистой облачностью, препятствующей солнечной радиации прогреть воду. Устойчивая атмосферная стратификация возникает из-за охлаждения нижних слоев воздуха апвеллингом.

В годы Эль-Ниньо, когда апвеллинг подавляется притоком теплых вод, засуха сменяется катастрофическими ливнями, размывающими гуано и создающими зловонные наводнения.

В перуанском апвеллинге вода поднимается к морской поверхности с глубины 70 — 100 м с температурой 14 — 16 °С и повышенным содержанием биогенных соединений азота, фосфора и микроэлементов. На океанской поверхности апвеллинг проявляется понижением температуры воды у берега. Район максимального понижения оконтурен изотермой 15° С зимой и 20° С летом. Среднегодовые температуры воздуха на побережье Перу на 6 °С ниже, чем в Бразилии, на атлантическом побережье на той же широте (рис. 10.8).

Охлаждение, вызываемое апвеллингом, накладывается на общий фон пониженной температуры воды и воздуха, связанный с широким Перуанским течением, идущим от умеренных широт к экватору и таким же воздушным переносам на восточной периферии атмосферного антициклона. На северо-восточной периферии антициклона отрицательное отклонение температуры воды простирается более чем на тысячу км от берега (на экваторе у 120° з.д. температура ниже среднеширотной на 3 °С).

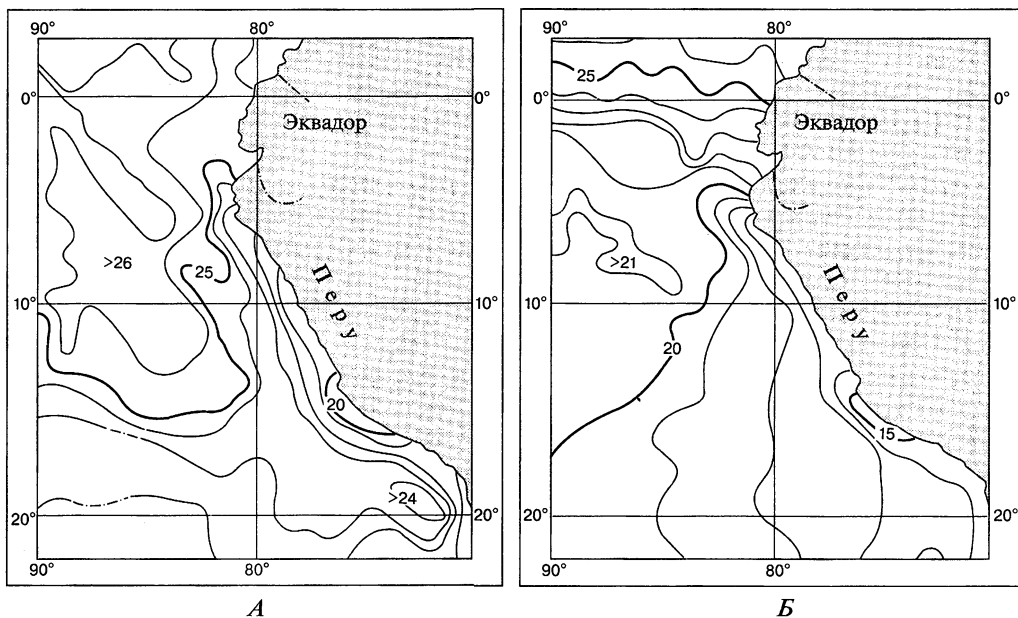


Рис. 10.8. Температура в районе Перуанского апвеллинга летом (А) и зимой (Б) (Океанографическая энциклопедия, 1974)

Сценарий Перуанского апвеллинга включает несколько приблизительно одновременных причинно-следственных процессов.

1. Ветровой снос воды от берега пассатом. К этому (при ослаблении ветра) может добавляться поперечная кориолисова циркуляция воды, направленная на поверхности от берега.

2. Образование фронтов и вертикальных циркуляционных ячеек при неустойчивой стратификации натекающих холодных вод и их осолонении при испарении.

3. Понижение уровня океана у берега и повышение уровня вдали от берега, вызванное оттоком воды, и создание наклона морской поверхности к берегу в полосе шириной около 100 км.

4. Вероятный противоположный наклон поверхности (от берега) на некотором дальнейшем удалении, вызванный погружением и растеканием избытка поступившей от берега воды.

5. Возникновение прибрежной поверхностной струи, направленной к экватору (порядок скорости  $\sim 0,1$  м/с), вызванной переходом потенциальной энергии наклона уровня к берегу в энергию геострофического движения вдоль берега.

6. Вероятное появление поверхностного противотечения, направленного к югу и вызванного противоположным наклоном уровня в полосе вод, отделяющих апвеллинг от океана.

7. Замещение воды, сгоняемой ветром от берега, восходящим движением, имеющим скорость от нескольких метров в неделю до нескольких метров в день.

8. Замещение восходящей воды геострофическим притоком из открытого океана на шельф в придонном слое (на глубине около 100 м со скоростью  $\sim 0,05$  м/с).

9. Появление у бровки шельфа струйного придонного противотечения к югу, вызванного геострофическим градиентом давления у замещающего апвеллинг глубинного потока к берегу. Пока этот поток движется, градиент уравнивается силой Кориолиса. Когда он тормозится на шельфе и останавливается, градиент превращается в движущую силу, направленную к югу и вызывающую противотечение вдоль бровки шельфа. Величина градиента поддерживается новыми поступлениями воды на шельф.

Изложенный сценарий осложняется тем, что в область Перуанского течения вторгается с севера *Перуанско-Чилийское глубинное противотечение*, несущее воды центральной и южной ветви *Экваториального подповерхностного противотечения*.

Плодородие и рыбопродуктивность Перуанского апвеллинга основаны на двух обстоятельствах. В его водах круглогодично и интенсивно развивается фитопланктон, преимущественно диатомовых колониальных видов, и обитает особый вид рыбы *перуанский анчоус*, обладающий редким свойством напрямую питаться перуанским фитопланктоном, минуя промежуточные пищевые звенья в виде зоопланктона. Оптимальная температура обитания анчоуса 13—17 °С. Первичная продукция достигает в зоне апвеллинга нескольких граммов углерода на метр квадратный в день, биомасса зоопланктона — 500 мг/м<sup>3</sup>, а в отдельных скоплениях — свыше 25 г/м<sup>3</sup>. Избыток органического вещества скапливается на дне, где наблюдается дефицит кислорода. Считается, что перуанский анчоус в годы максимального развития достигает наибольшей численности и биомассы среди рыб Мирового океана. Он служит основной пищей многочисленных птиц (до 18 млн в благополучные годы), обитающих в районе апвеллинга, — бакланы, олуши, пеликаны, чайки и др. Помет этих птиц образует ежегодно около 130 тыс. т гуано. Ежегодный вылов перуанского анчоуса в начале 2000 г. составлял 7—8 млн т, в рекордном 1972 г. достиг 12 млн т.

**Орегоно-Калифорнийский апвеллинг** (ОКА) часто называют Орегонским по имени тихоокеанского штата США. Однако апвеллинг связан с Калифорнийским течением и его центральная часть в большей мере примыкает к штату Калифорния, чем Орегон (рис. 10.9). Называть апвеллинг просто Калифорнийским, как многие делают, мешает то, что Калифорнийским апвеллингом называется также апвеллинг в Калифорнийском заливе Мексики, понижающий температуру на берегу залива с 21 до 15 °С. Апвеллинг Калифорнийского залива был впервые исследован и описан океанографической экспедицией Х. Свердрупа в 1939 г.

Орегоно-Калифорнийский апвеллинг имеет большие отличия от Перуанского. Прежде всего, его местоположение (25—45° с. ш.) мало совпадает с положением северной пассатной зоны, границы которой сезонно смещаются в пределах 3—30° с. ш. Ветер у побережья имеет значительные сезонные колебания, связанные с перестройкой барического поля, и его стгонный эффект проявляется летом. Для гидрологической картины ОКА характерно образование резко выраженных фронтов с градиентами температуры 1—4° на км и градиентами солёности 0,2—0,7 кг/т на один километр. Это самые большие градиенты для фронтов прибрежных океанских апвеллингов. Для сравнения в Перуанском апвеллинге фронтальные градиенты составляют 0,1—0,2° и 0,01—0,02 кг/т на 1 км. Вторая особенность — сезонно возникающие прибрежные поверхностные противотечения, направленные на север.

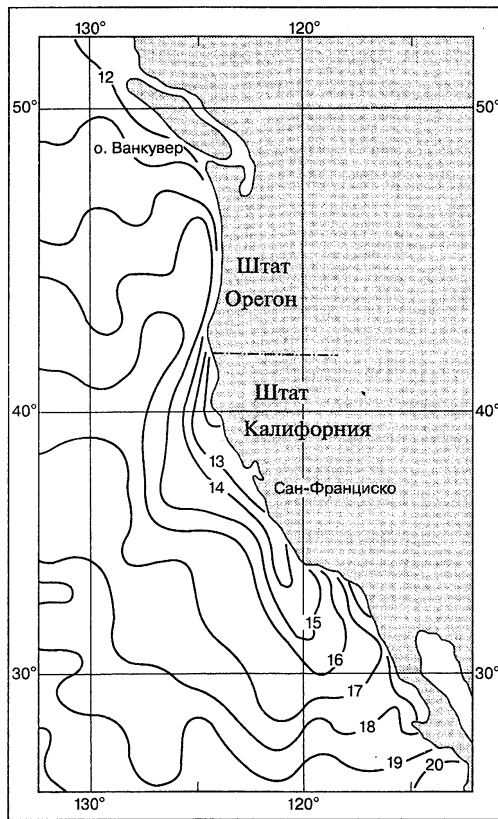


Рис. 10.9. Температура (°С) в районе Орегоно-Калифорнийского апвеллинга в июле 1964 г. (Океанографическая энциклопедия, 1974)

ОКА — район интенсивного развития фито- и зоопланктона, а также рыбных богатств. Здесь водится собственный вид анчоуса — калифорнийский, но главными объектами промысла являются сардины.

## 10.6. Приливы

В Тихом, как и в других океанах, преобладают полусуточные приливы, правильные и неправильные. Они полностью господствуют на берегах Южной, Северной Америки и прерываются лишь на небольшом участке Аляски в Беринговом море. Преобладают полусуточные приливы и на западе океана, на берегах Чукотки, Японии, Кореи, Китая, Филиппин, Австралии, Новой Зеландии.

Суточные приливы неправильные на севере и правильные вблизи экватора господствуют на берегах Камчатки, Алеутских и Курильских о-вах, встречаются в Японском, Южно-Китайском, Яванском, Ново-Гвинейском морях и на Соломоновых о-вах.

Максимальную величину (амплитуду) до 13 м имеет неправильный суточный прилив в самой северной части Охотского моря, Пенжинской губе. Примерно на

той же широте и в такой же узкой и длинной губе на Аляске (залив Кука) наблюдается неправильный суточный прилив с величиной до 12 м. Значительны величины прилива (5—7 м) в Желтом море, Восточно-Китайском вблизи Тайваньского пролива, в отдельных бухтах Австралии и Новой Зеландии и в Панамском заливе.

На островах открытого океана преобладают приливы величиной около 1 м.

## 10.7. Моря

В ТО 22 моря, если не считать морей Антарктического Тихоокеанского сектора и не включать в состав морей Калифорнийский залив Северной Америки. Из 22 только 8 морей примыкают к материкам и могут называться окраинными морями. Другие относятся к типу островных морей (рис. 10.10).

**Берингово море** — крупнейшее из окраинных морей ТО. Его площадь 2,315 млн км<sup>2</sup>, объем 3,796 млн км<sup>3</sup>, средняя глубина 1 640 м. Море отделено от океана Алеутским полуостровом и плотной грядой Алеутских о-вов. Они лежат на дуге подводного поднятия, заканчивающегося Командорскими о-вами. Дуга отделена от Камчатки северным краем Курило-Камчатского желоба глубиной более 4 км. Море имеет обширнейшую шельфовую область с глубинами меньше 150 м, шириной свыше 700 км, примыкающую к Аляске, и две глубокие котловины, разделенные меридиональным хребтом Ширшова. Глубина западной, Командорской, котловины 3 908 м, центральной, Алеутской, — 4 151 м, хребет Ширшова поднимается до глубины 500 м. Глубина алеутских проливов (1—1,6 км) возрастает к западу. В проливах наблюдаются сильные приливные течения (1—4 м/с и более).

На климатических картах Тихого океана Берингово море выделяется аномально низким значением суммарной солнечной радиации (более низким, чем воды Антарктики). Повторяемость ясного и малооблачного неба большую часть года составляет 10 %. Средний балл облачности в южных районах равен 7—8. Слой осадков (50—100 см/год) ниже, чем в прилегающих водах океана, но повторяемость дождей и туманов велика. Снег может выпадать 10 месяцев в году. Зимой средняя температура воздуха в Беринговом проливе равна  $-25^{\circ}\text{C}$ , летом  $6^{\circ}\text{C}$ . У Алеутских островов температура положительна весь год —  $2—10^{\circ}\text{C}$ .

Море имеет полярный тип стратификации водных масс, характеризующийся присутствием холодного промежуточного слоя (на глубине 50—200 м) с температурой, близкой к нулю (результат зимней конвекции и адвекции шельфовых вод), и промежуточного теплого слоя, расположенного ниже. Глубина слоя около 1 000 м, максимальная температура  $3—4^{\circ}$ , концентрация кислорода предельно низкая: 0,5 мл/л ( $\sim 0,1$  мг-ат/л) и даже 0,04 мл/л. Препятствием для образования и обновления глубинных вод является низкая соленость воды на поверхности (31—33 кг/т). Считается, что воды, расположенные глубже ядра холодного слоя, поступают в Берингово море из океана. Максимальная температура воды на поверхности бывает в южной части моря в августе  $10^{\circ}$ , в феврале  $3^{\circ}\text{C}$ .

Материковый сток оценивается в 400 км<sup>3</sup>/год. Крупнейшие реки — Юкон (176 км<sup>3</sup>/год) и Анадырь (50 км<sup>3</sup>/год).

В море преобладает циркуляция циклонического знака. Скорость постоянных течений 0,1—0,3 м/с. Наибольшие скорости имеют Камчатское и Анадырское течения. Их расходы близки к 1 Св. Перенос вод через Берингов пролив может



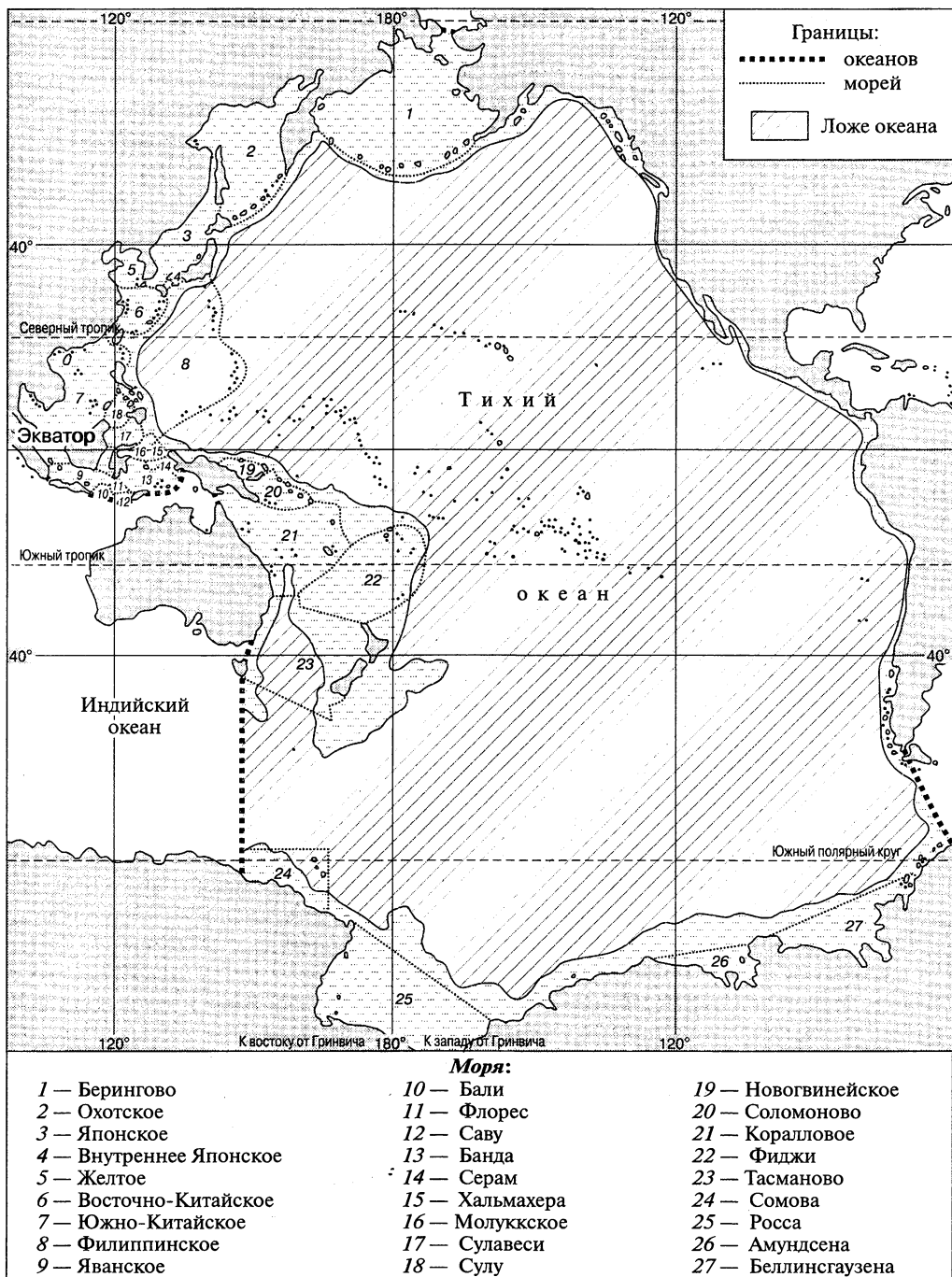


Рис. 10.10. Границы морей Тихого океана (Атлас океанов. Тихий океан, 1974)

менять направление, но преобладает переток воды в Северный Ледовитый океан. Его среднегодовой расход 1,2 Св.

Дрейфующий лед появляется в ноябре, покрывает шельфовую область в январе и разрушается с апреля по июль. Глубокая и отдаленная от берегов акватория моря остается свободной от льда весь год.

Зимой в юго-восточной части моря повторяемость сильного волнения с высотой волн более 6 м составляет 40 %. Наиболее крупные волны достигают высоты 14 м.

В море происходит обильное сезонное развитие планктона, служащего кормовой базой для скоплений холоднолюбивых пород рыбы и моллюсков. Промысловые рыбы: сельди, лососи, минтай, треска, окунь, палтус, камбала. Ведется лов крабов и креветки. В море встречаются полосатые киты, касатки, кашалоты, дельфины-белухи, каланы, морские львы и моржи. Есть лежбища котиков.

**Охотское море** имеет площадь 1,603 млн км<sup>2</sup>, объем 1,316 млн км<sup>3</sup>, среднюю глубину 821 м. От океана море отделено Курильскими островами с глубокими проливами, из которых крупнейший пролив Буссоль (глубина 2 318 м) делит гряду на две примерно равные части и пролив Крузенштерна (1 920 м) открывает проход притоку в море сравнительно теплых глубинных океанских вод. Охотское море отделяют от Японского моря о-ва Сахалин и Хоккайдо и соединяют с ним неглубокие проливы Татарский (глубина фарватера 8 м) и Лаперуза (118 м).

У берегов моря протянулась обширная шельфовая зона. Центральная часть занята впадиной Дерюгина с глубинами больше 1 км. К Курильским о-вам примыкает Курильская котловина с глубинами более 3 км и максимальной глубиной 3 916 м.

Климатические условия суровые. Три четверти акватории покрыты дрейфующим льдом с октября по апрель в сезон холодных северо-западных ветров с материка (зимний муссон). Штормовые ветры создают волны высотой до 8—10 м. Температура воздуха в порту Охотск в январе  $-25^{\circ}$ , в июле  $11^{\circ}$ , на м. Соя (о. Хоккайдо)  $-6^{\circ}$  C и  $18^{\circ}$  C. Температура поверхностных вод зимой от  $-1,6^{\circ}$  до  $+2^{\circ}$  C. Соленость 33—34 кг/т.

Осадки в центральной части моря составляют 500 мм/год, речной сток 600 км<sup>3</sup>/год. 65 % стока приходится на р. Амур.

Структура водных масс имеет полярный тип с характерным температурным минимумом ( $-1,6^{\circ}$  C) на горизонте 100 м. Очаги охлаждения вод расположены в глубоко вдающихся в сушу заливах и на просторах шельфовой зоны. На глубинах 750—1 500 м температура 2—2,5°, концентрация кислорода около 1 мл/л. У дна Курильской котловины температура воды 1,8 °C, соленость 34,4 кг/т, концентрация кислорода 2,0—2,2 мл/л.

Циркуляция вод преимущественно циклоническая. Из Японского моря через пролив Лаперуза входит теплое течение *Соя*, имеющее скорость 0,5—0,9 м/с у Хоккайдо и 0,1—0,2 м/с у Камчатки. В море впадает многоводная река Амур, имеющая сток 370 км<sup>3</sup>/год.

Море богато кормовыми ресурсами, концентрация зоопланктона 0,5—3 г/м<sup>3</sup>. Многочисленны горные порожистые реки — места нереста лососевых рыб. Большие уловы дает промысел сельди, камбалы, палтуса и трески.

**Японское море** имеет площадь 1,062 млн км<sup>2</sup>, объем 1,630 км<sup>3</sup>, среднюю глубину 1 535 м, максимальную — 3 699 м.

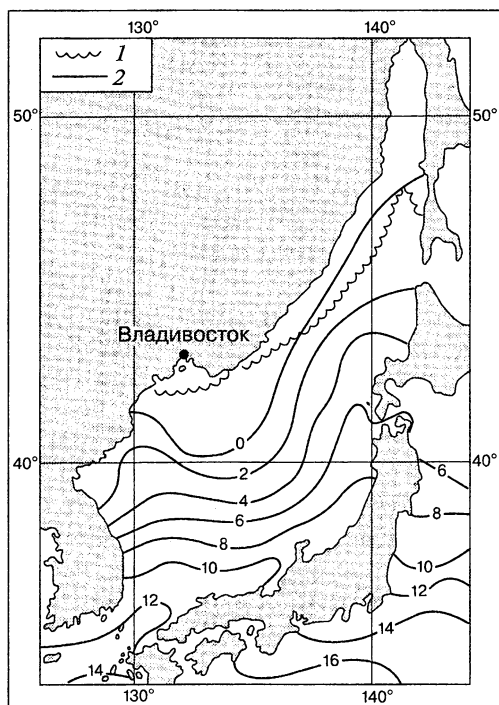


Рис. 10.11. Температура воды на поверхности и льды в Японском море в феврале:

1 — кромка льдов; 2 — изотермы, °С

Море замечательным образом выделяется из всей акватории ТО процессами вертикального погружения поверхностных вод, насыщенных кислородом, на огромные глубины до 3—3,5 км. Число районов с похожими явлениями глубинной вентиляции в Мировом океане крайне ограничено, а для 40-х широт уникально. Отдаленным аналогом могут служить процессы вертикальной зимней конвекции в Лигурийском и Балеарском морях Средиземного моря (гл. Атлантический океан) и в меньшей мере конвекция на севере Красного моря (см. гл. 8). Что касается Тихого океана, то там глубинная конвекция ограничена в максимальной степени.

Подводный рельеф Японского моря изолирует его глубины от обмена с глубокими водами открытого океана. Значительную площадь в центральной части моря занимает котловина с глубинами более 3 км. С океаном море соединяется между островами Хоккайдо и Хонсю через Сангарский пролив, пороговая глубина которого 110 м. Водобмен с Южно-Китайским морем имеет двусторонний характер и проходит через широкий Корейский пролив глубиной около ста метров. Посреди него лежат о-ва Цусима, а проход к востоку от них, ближе к Японии, называется Цусимским проливом (проходом), также проходом Крузенштерна, или Восточным проходом.

Климат моря муссонный. Ярко выражен зимний муссон. Он приносит с материка холодный, сухой воздух и морозную погоду на западное побережье. Проходя над морем, воздух насыщается влагой и освобождается от нее дождями и снегом над побережьем гористых Японских островов. Особенность летнего муссона — вторжение в море, преимущественно через Корейский пролив, тропических

циклонов — тайфунов (20—30 случаев за год). Скорость ветра вблизи центра тайфуна достигает 50 м/с, скорость движения самого тайфуна 20—40 км/ч. Осадки (примерно 1 500 мм/год) и речной сток (210 км<sup>3</sup>/год) превышают испарение, однако из-за интенсивного водообмена через проливы их влияние на соленость моря незначительно.

Акватория моря простирается от 34 до 52° с. ш. и пересекается зоной высоких температурно-соленостных градиентов, созданных встречей теплого течения с юга и холодного с севера. Большие градиенты наблюдаются на меридиане Владивостока (рис. 10.11).

Температура воды в феврале меняется здесь от отрицательных значений на севере (бухты у Владивостока замерзают с декабря по март) до +12 °С вблизи Цусимского пролива. Августовская температура воды по этому меридиану повышается от 18 до 26 °С, а среднегодовое значение солености от 33,5 до 34,5 кг/т.

Распределение характеристик воды тесно связано с картиной циркуляции. Через Корейский пролив в море входит западная ветвь Куроисио — *Цусимское течение*, отнимающее от Куроисио примерно 5 % его расхода. Течение следует на север сначала широким фронтом, затем сужается к берегам Японии. Значительная часть его вод уходит в океан через Сангарский пролив южнее о-ва Хоккайдо. Меньший отток направлен в Охотское море через южную часть пролива Лаперуза в виде теплого *течения Соя*. У северного берега этого пролива идет встречный поток из Охотского моря в Японское. Часть теплых вод Цусимского течения прямым током и путем диффузии продвигается вдоль берега Сахалина к Татарскому проливу, образуя язык повышенной температуры и солености (больше 34,0 кг/т). С севера в пролив заходят воды из Амурского лимана Охотского моря. Отсюда охлажденные воды, смешанные с притоком из Охотского моря, следуют на юг в виде холодного *Приморского течения*, идущего вдоль материкового берега. Не доходя до берегов Корейского п-ова, течение поворачивает к Японии и создает фронтальную зону на стыке с теплыми водами Цусимского течения. Эту зону некоторые океанологи называют Полярным фронтом. Название следует старой традиции, когда в каждом полушарии различали один «главный» (он же Полярный) фронт, разделяющий теплые и холодные воды. По географическому широтному положению и для согласия с природой прилегающей суши этот фронт уместнее называть Субтропическим. Такое название соответствует и тому факту, что этот фронт служит границей субтропических вод (С. С. Лаппо, В. Л. Лебедев, 2005).

Глубокое погружение поверхностных вод путем плотностной конвекции происходит в северо-западной части моря в зоне Приморья в осенне-зимнее время. Его причиной является охлаждение вод, а условием — соленость, высокая на поверхности и мало меняющаяся по глубине. Повышенная соленость верхнего слоя — результат адвекции субтропических вод с Цусимским течением.

В море ясно различаются две поверхностные водные массы (тихоокеанская на юго-востоке и япономорская на северо-западе), а также глубинная (япономорская). Глубинная вода отличается однородностью. Ее температура в разных понижениях дна 0,1—0,5°, соленость 34,10—34,15 кг/т, насыщение кислородом 70 %, концентрация кислорода на глубинах до 2 000 м около 6 мл/л, на 3 000 м — 5,5 мл/л.

Живой мир моря богат и разнообразен. Концентрация зоопланктона около 2 г/м<sup>3</sup> в верхнем стометровом слое и до 7 г/м<sup>3</sup> у берега. Имеются большие нагульные и нерестовые скопления рыбы, ведется промысел сельди, минтая, лососевых,

трески, наваги, камбалы, сардины-иваси, японского анчоуса и скумбрии. С 1 км<sup>2</sup> добывают 700—800 кг рыбы в год. Промысел ведется круглый год, открытое море льдом не покрывается.

**Восточно-Китайское и Желтое моря** составляют единый бассейн, условно разделенный примерно по 33° 17' с.ш. на две неравные части. Бассейн отделен от островного Филиппинского моря цепью архипелагов Рюкю (Нансей), которая вытянута дугообразно от Японских о-вов к Тайваню на 1 100 км. Основную часть бассейна занимает мелководный шельф со слабым наклоном к о-вам Рюкю, вдоль которых проходит желоб с глубинами более 2 км. Островная дуга имеет двойную структуру: для ее внутренней, западной, стороны характерны вулканические острова, для внешней, восточной, — невулканические, сложенные известняками. На некоторых морских картах название Рюкю относится к внутренней полосе островов, а название Нансей — к внешней. Между отдельными архипелагами Рюкю, а также между Рюкю и Тайванем остаются проходы шириной до 130 км, глубиной до 1 500 м.

Северная часть бассейна, **Желтое море**, или Хуанхай, по площади вдвое, а по объему в 16 раз меньше Восточно-Китайского. Оно имеет сложные очертания берегов и грунт, сложенный лёссовыми осадками. Отложения лёсса взмучиваются приливными течениями, скорость которых достигает 1,5 м/с. Величина приливов в северных бухтах равна 3—4 м, у берегов Кореи — до 8—9 м. С реками и ветром в море поступает значительное количество лёсса. Большая концентрация взвешенных частиц лёсса (более 1 кг/м<sup>3</sup>) придает воде желтый цвет и понижает ее прозрачность до 3—5 м. В залив Бохай в северо-западной части моря впадает **Желтая река, Хуанхэ**. Это третья из рек мира (Амазонка, Ганг, Хуанхэ) по величине твердого стока — 644 млн т/год при расходе воды 27 км<sup>3</sup>/год после зарегулирования (Михайлов и др., 2005). Ее длина около 5 тыс. км, часть ее пути пролегает по Лёссовому плато. Средняя годовая мутность воды в реке более 25 кг/м<sup>3</sup> (максимальная в 10 раз больше). В летнее половодье уровень реки повышается на 3—5 м.

Диапазон солености воды в море 24—34, преобладающие значения 31—33 кг/м<sup>3</sup>. Климат умеренный муссонный с континентальными чертами. Зимой у северных берегов море охлаждается до 0° и возникает конвекция, образование *холодной придонной воды Желтого моря* и стекание ее к югу по уклону дна под сравнительно теплый (8 °С зимой) поверхностный слой открытого моря. В районе впадения реки Хуанхэ прибрежная зона от 37 до 39° с.ш. покрывается полосой неподвижного льда, шириной несколько десятков километров (Морской атлас, 1950). Образование льда облегчается присутствием распресненного верхнего слоя воды. Средняя температура воздуха в северных районах моря в январе — -6—10 °С, в южных — +3°. В июле температура на севере моря 23°, на юге 26°.

В среднюю часть моря заходят воды Курошио в виде теплого *течения Желтого моря*. Благодаря своей малой глубине море как бы «расплющивает» это теплое течение, увеличивает площадь его контакта с атмосферой и тем самым играет роль радиатора в системе взаимодействия океан — атмосфера (Tomczak, Godfrey, 1994). На поверхности у берегов моря возникают возвратные прибрежные течения к югу — *Китайское прибрежное течение* и более слабое течение у корейского берега. Зимой они усиливаются северными ветрами.

Море богато жизнью. В нем добываются тресковые рыбы, морской лещ, сельди, устрицы и мидии.

**Восточно-Китайское море** расположено между 23 и 33° с.ш в субтропической зоне с холодным северо-западным зимним муссоном и вторжением тайфунов с юга при летнем муссоне. За счет летних дождей суммарное количество осадков значительно — 2 000 и 3 000 мм/год.

На юге-западе моря находится неглубокий (~70 м) Тайваньский пролив, ведущий в Южно-Китайское море. Течения в проливе согласуются с муссоном и меняют направление от зимы к лету. Летом в пролив заходит с юга теплая струя Курисио, переходящая в *Тайваньское течение*, зимой входят с севера холодные распресненные воды *Китайского прибрежного течения*. На севере моря в районе порта Шанхай в это течение вливаются воды могучей китайской реки Янцзы с годовым стоком 888 км/год. Река несет много минеральной взвеси, но ее средняя концентрация в 13 раз меньше, чем у Желтой реки, и по контрасту с ней у Янцзы есть второе название — Голубая река. Это крупнейшая после Ганга река Азии.

Основной поток Курисио входит в море между обрамленными коралловыми рифами о-вами Рюкю и Тайвань и движется над желобом Окинава к Японским островам. Островная цепь Рюкю похожа на изогнутую дугу лука, а путь течения (не считая меандра при входе в море) — на тетиву между ее концами. Скорость течения 0,5—0,7 м/с. Курисио несет синие и прозрачные (до 45 м) воды Северного пассатного течения. Вдоль края Курисио, на контакте с местными водами, образуется фронтальная зона, происходит интенсивное вихревое перемешивание и трансформация водных масс. Летом температура течения 27—29°, зимой 18—22°, соленость на поверхности 34,0—34,4 кг/м<sup>3</sup>, на глубине 100—200 м, соленость 34,6—34,8 кг/м<sup>3</sup>. Ответвления Курисио проникают в Желтое море (течение Желтого моря) и Японское море (Цусимское течение), главный поток уходит через Токарский пролив в Филиппинское море и затем в океан.

Причина того, что великое течение Курисио вовлекается в пределы Восточно-Китайского моря и течет по западной, а не восточной стороне островной гряды Рюкю, может показаться загадкой. Однако здесь проявляются общая закономерность западных пограничных течений. Поток прижимается к материковому склону (в данном случае к западному склону желоба Окинава) и пополняется водами со стороны океана (в данном случае через проливы островной гряды).

Разнообразие природных условий в море, взаимодействие водных масс разного происхождения и состава, широкая материковая отмель создают благоприятные условия для разнообразной флоры и фауны. Традиционные объекты промысла — сельдь, сардины, крабы, омары и трепанги.

**Филиппинское море** имеет площадь 5 726 т км<sup>2</sup>. Это самое большое из морей Мирового океана, не считая группового Австрало-Азиатского моря. Объем Филиппинского моря — 23 522 т км<sup>3</sup>, средняя глубина — 4 108 м, что немного больше средней глубины океана, максимальная глубина 10 830 м находится в Филиппинском желобе (Атлас океанов. Тихий океан, 1974). Большая часть площади моря занята Филиппинской и Марианской котловинами. Море островного типа, оно не соприкасается с материком и окружено большими и малыми островами.

**Австрало-Азиатское Средиземное море (ААСМ)** расположено между юго-западным берегом Азии и северо-западным берегом Австралии. Согласно «Атласу океанов, Тихий океан», на этом пространстве расположено 11 морей Тихого океана. Некоторые авторы добавляют к ним и два моря Индийского океана — Арафурское и Тиморское. В фундаментальном труде Камила Валло «Общая география морей» (перевод 1948 г.) эта акватория определяется как *Экваториальное средиземное*

*море* в отличие от *Тропического средиземного моря* Америки и субтропических средиземных морей. В расширенных границах площадь ААСМ 7,8 млн км<sup>2</sup>, объем воды 9,87 млн км<sup>3</sup>, средняя глубина 1 212 м.

Окраинные австралийские моря Арафурское и Тиморское резко отличаются от других морей ААСМ тем, что являются морями осолонения, остальные моря опреснительные. Соединение морей такого разного типа создает перепад уровня воды, ускоряет водообмен между бассейнами и объединяет их в динамическую систему, конечное звено перетока тихоокеанских вод в Индийский океан. ААСМ — очаг тройного взаимодействия: во-первых, океана и суши, во-вторых, двух континентов и, в-третьих, двух океанов. Это самое большое скопление островов на Земле называется Малайским архипелагом. Он включает Большие и Малые Зондские о-ва (Калимантан, Суматра, Ява, Сулавеси и др.), Филиппинские (Лусон, Минданао и др.), Молуккские и др. общим числом около 13 тыс. о-вов, площадью около 2 млн км<sup>2</sup>.

Значительную часть ААСМ занимает материковая отмель, которая тянется от Тайваньского пролива вдоль Азиатского материка и островов Суматры и Явы, подходя довольно близко к материковой отмели Австралии. Многочисленны примечательные места этой зоны. У азиатских берегов расположены порты Гонконг (Санган), Хайфон, Сайгон (Хошимин), Пномпень, Бангкок, Сингапур, а также живописнейшая бухта Халонг.

Срединную часть ААСМ составляют *моря Индонезии*. Они состоят из 10 островных морей, преимущественно глубоких с порогами, ограничивающими обмен водам. Этот район отличается исключительно контрастным рельефом земной коры. Здесь пересекаются горные системы разных направлений и структур. Велики перепады высот суши и дна. Между вершинами гор Суматры и Явы (около 4 км) и максимальными глубинами Зондского желоба (7 209 м) и моря Банда (7 440 м) перепад высоты около 11 км. Придонные воды котловин различны по характеристикам и имеют большой возраст. Море Бали ограничено от других морей порогами, глубиной 200, 220 и 500 м, где температура равна 8°, но температура его придонных вод во впадине глубиной 1 589 м всего 3°. Сложный подводный рельеф обостряет процессы приливной динамики и перемешивания вод.

По картам климатических зон Б. П. Алисова и географических поясов К. К. Маркова ААСМ целиком входит в субэкваториальные и экваториальные зоны и пояса (Морской атлас, 1950; Географический энциклопедический словарь, 1983). Преобладает жаркая, влажная погода с частыми ливнями и грозами, периодически тайфунами в летнее время. Атмосферные осадки повсеместно обильны: их максимальное значение превышает 4 м в год. Испаряющийся слой воды в Тиморском и Арафурском морях 2 м, в море Банда 1,8 м, в Сулу, Сулавеси и Южно-Китайском — 1,4 м.

Выпадение осадков концентрируется в ячейках вертикальной конвекции диаметром в несколько километров. Они уходят в верхнюю тропосферу и окружены безоблачным небом, поэтому высокое содержание влаги в атмосфере не препятствует интенсивному поступлению радиации.

ААСМ образует важное звено в глобальном меж океанском водообмене — *Индонезийский Сквозной Перенос*. В монографии М. Tomczak, J. S. Godfrey (1994) его расход оценивается по общим данным приблизительно в 15 Св. Согласно численному моделированию, суммарная среднегодовая величина расхода составляет 11,5 Св (К. V. Lebedev, M. I. Yaremchuk, 2000). Перенос протекает двумя основными путями. Северная струя, отделяясь от Филиппинского течения, вносит

в Южно-Китайское море через пролив Лусон (между о-вами Лусон и Тайвань) 5—6 Св. Южная струя, именуемая течением Минданао, следует на юг, огибая о. Целебес с запада. Ее воды попадают в Индийский океан из моря Банда через проливы Омбай и Тиморский, примыкающие к о. Тимор.

Перенос вод вызван главным образом превышением уровня воды в западной части Тихого океана над уровнем в восточной части Индийского океана. Разность уровней зависит от различий в плотности вод двух океанов, а также от течений и ветров. Она бывает максимальной в мае—сентябре при зимнем южном муссоне. В сезон летнего муссона расход транзитного переноса из Тихого в Индийский океан падает до минимальных значений и протекает с перерывами.

**Юго-западные моря Тихого океана (ЮЗМ)** расположены в Южном полушарии на западной окраине океана. Это пять морских бассейнов, разделенных островами и привязанных к понижениям дна (см. рис. 1.1). Они мало обособлены от океана и, по мнению некоторых океанологов, называются морями условно. Два из них, Новогвинейское и Соломоново моря, примыкают к обращенным навстречу пассату берегам Новой Гвинеи. Два других, Каралловое и Тасманово, омывают восточное побережье Австралии. Перечисленные прибрежные моря интересны динамикой западных пограничных течений и в сильной мере подвержены сезонным изменениям муссонного характера. Пятое море, Фиджи, не граничит с протяженным берегом, в нем нет западных пограничных течений, и динамика его вод выражена менее ярко.

**Коралловое море**, крупнейшее по площади (4 068 т км<sup>2</sup>) из юго-западных морей Тихого океана, простирается до 30° ю. ш.

В море находятся три крупных барьерных рифа. Большой Барьерный риф является крупнейшим органогенным сооружением планеты, он близок по размерам Уральскому хребту, имеет протяжение 2 500 км, ширину 100 км и вертикальную мощность 1—1,2 км. Риф идет от Торрессова пролива вдоль берега Австралии до Южного тропика.

## 10.8. Реки

Речной сток Тихого океана равен 10 тыс. км<sup>3</sup> в год, что при площади океана 150 млн км<sup>2</sup> соответствует слою воды толщиной в 7 см. Крупнейшие реки Тихого океана и величина стока названы ниже (В. Н. Михайлов и др., 2005).

<i>Река</i>	<i>Средний многолетний сток, км<sup>3</sup>/год</i>
Янцзы .....	888
Меконг .....	438
Амур .....	355
Колумбия .....	250
Юкон .....	210

Сток реки Колорадо, важной для гидрологии Калифорнийского залива, практически полностью отводится для ирригации и водоснабжения.

## 10.9. Живой мир и промыслы

Тихий океан обладает огромным разнообразием живого мира, особенно в тропической части, и огромными промысловыми богатствами, особенно в районах



шельфа, очагах апвеллинга. На Тихий океан приходится основной мировой улов рыбы. Средняя рыбопродуктивность Тихого океана составляет 180—200 кг/км<sup>2</sup>. Из 82,5 млн т рыб и промысловых животных, выловленных в Мировом океане в высокопродуктивном 1992 г., 51,3 млн т, или 62,2 %, было добыто в Тихом океане. При этом 95 % тихоокеанского улова пришлось на четыре промысловых района: 47 % на Северо-Западный, 27 % на Юго-Восточный, 15 % на Центрально-Западный и 6 % на Северо-Восточный. Из-за слабого развития шельфа на пелагическое рыболовство пришлось 90 % улова (Саускан, 1996). Северо-Западный промысловый район включает Берингово, Охотское и Японское моря. В этом районе расположены основные промыслы минтая, сардины-иваси, сайры, сельди, лососей и камчатского краба. Охотское море считается самым богатым в мире по ресурсам рыбы и бентоса. Курило-Камчатский район — основная акватория промысла сайры и кальмаров, место нагула дальневосточных лососей. Его среднегодовая первичная продуктивность 250 мгС/м<sup>2</sup> в день, летняя биомасса кормового зоопланктона — 200—500 мг/м<sup>3</sup>. Второй по уловам Юго-Восточный промысловый район включает самый продуктивный из океанских апвеллингов — Перуанский.

## 10.10. Дно океана

Тихий океан занимает почти половину площади водной оболочки Земли и почти одну треть всей земной поверхности. Геологические или геоморфологические границы океана проходят по границам глубоководных желобов, отделяющих его от активных континентальных окраин. Отличительной чертой Тихого океана является слабое развитие шельфа, площадь которого составляет всего 1,7 % площади океана.

По рельефу дна Тихий океан разделяется на центральную и периферическую части (рис. 10.12; XXIII цв. вкл.). Центральная часть занимает более двух третей площади дна с глубинами свыше 5 000 м и разделена на обширные котловины: Северо-Тихоокеанскую и Восточно-Тихоокеанскую; каждая из них превышает площадь Европы в 2—2,5 раза. Наиболее впечатляющим в структурном отношении является Восточно-Тихоокеанское поднятие протяженностью 7 500 км и хребты подводных вулканических гор — Гавайско-Императорский, Туамоту-Лайн и др. — протяженностью в несколько тысяч километров. Центральная часть Тихого океана является областью почти полного отсутствия землетрясений.

Периферическая часть Тихого океана включает материковую отмель, материковую и окраинную части ложа. По характеру рельефа дна периферическая часть может быть разделена на восточную и западную. В восточной части рельеф более сглажен, котловины, хребты и плато выражены менее резко, но имеют большие размеры, материковая отмель очень узка, почти все острова расположены в береговой зоне, островные дуги отсутствуют. В западной части океана рельеф дна характеризуется большим расчленением, множеством островов, большей шириной материковой отмели, наличием островных дуг. Северо-западная половина океана более глубоководная, чем юго-восточная, что свидетельствует о различии возрастов коры. Особенностью восточной части Тихого океана является гигантская система спрединговых хребтов, раздвигающихся со скоростями от 5 до 16 см/год, и наличие палеотрансформных разломов огромной протяженности.

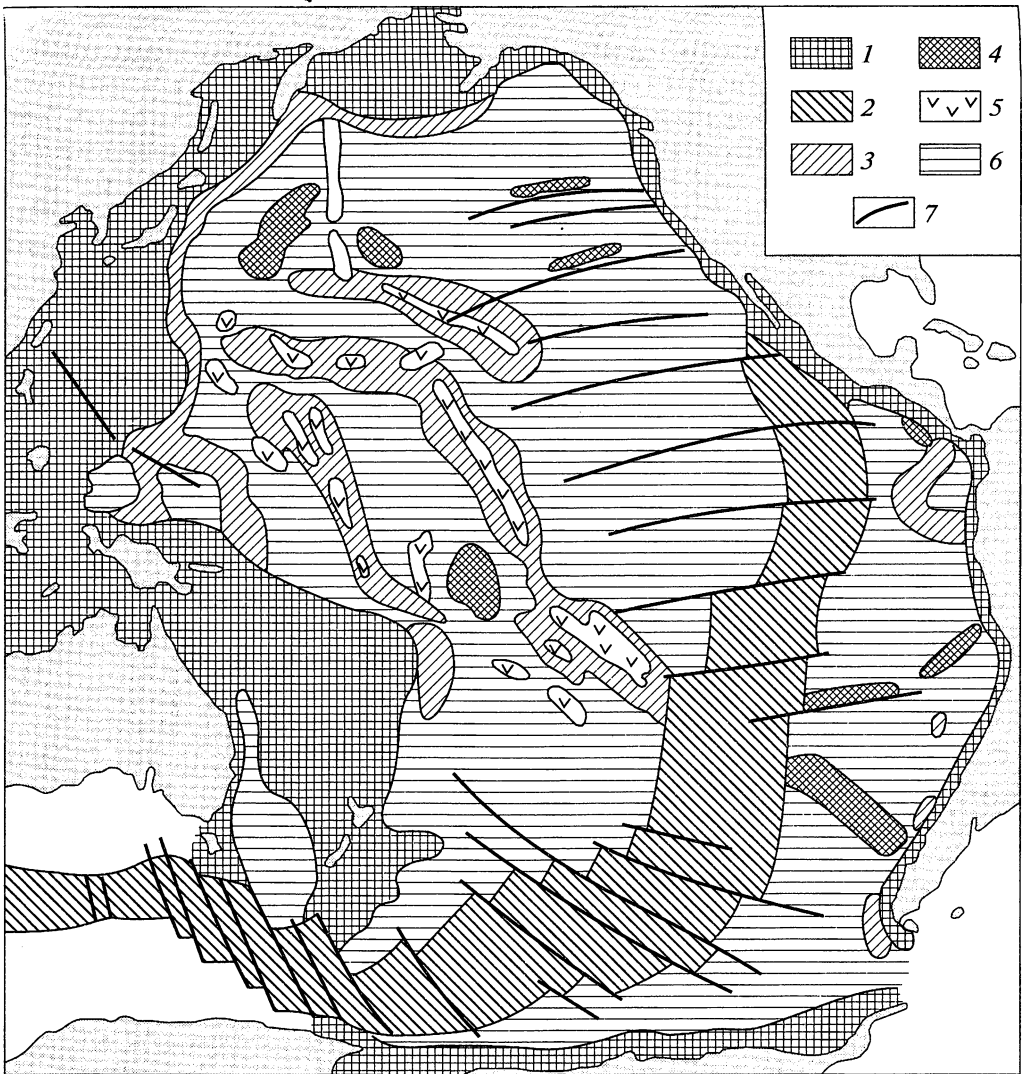


Рис. 10.12. Главные морфоструктуры дна Тихого океана (по О. К. Леонтьеву, 1982):

1 — подводные окраины материков и переходная зона; 2 — срединно-океанические хребты; 3 — сводовые и сводово-глыбовые океанические поднятия; 4 — глыбовые хребты и плато; 5 — вулканические хребты; 6 — океанические котловины; 7 — разломы

**Подводные окраины материков.** Из четырех планетарных морфоструктур дна океана в Тихом океане подводные окраины материков представлены в наименьшей степени и составляют лишь около 10 % его площади, а шельф занимает лишь 1,7 % площади океана.

Они достигают значительного развития только в окраинных морях — Охотском, Беринговом, Восточно-Китайском и Южно-Китайском, в области Индонезийского архипелага и у северного побережья Австралии. В Беринговом море шельф имеет следы затопленных речных долин и ледникового рельефа, выровненного абразионно-аккумулятивной деятельностью моря. Широкий материковый склон

имеет признаки сбросово-глыбового расчленения. Выделяется ряд широких подводных каньонов (каньоны Жемчуг, Прибылова, Беринга). Поверхность шельфа выстлана терригенными отложениями от мелкопесчаных до илисто-алевритовых, в южной части в их состав включены вулканогенные компоненты. Многочисленны находки реликтовых субэаральных, в частности флювиогляциальных отложений.

Значительная часть шельфа Охотского моря расположена на больших глубинах. Отдельные впадины имеют глубины более 1 000, местами достигают 1 500 м. Прибрежная отмель — выровненная абразионно-аккумулятивная поверхность,

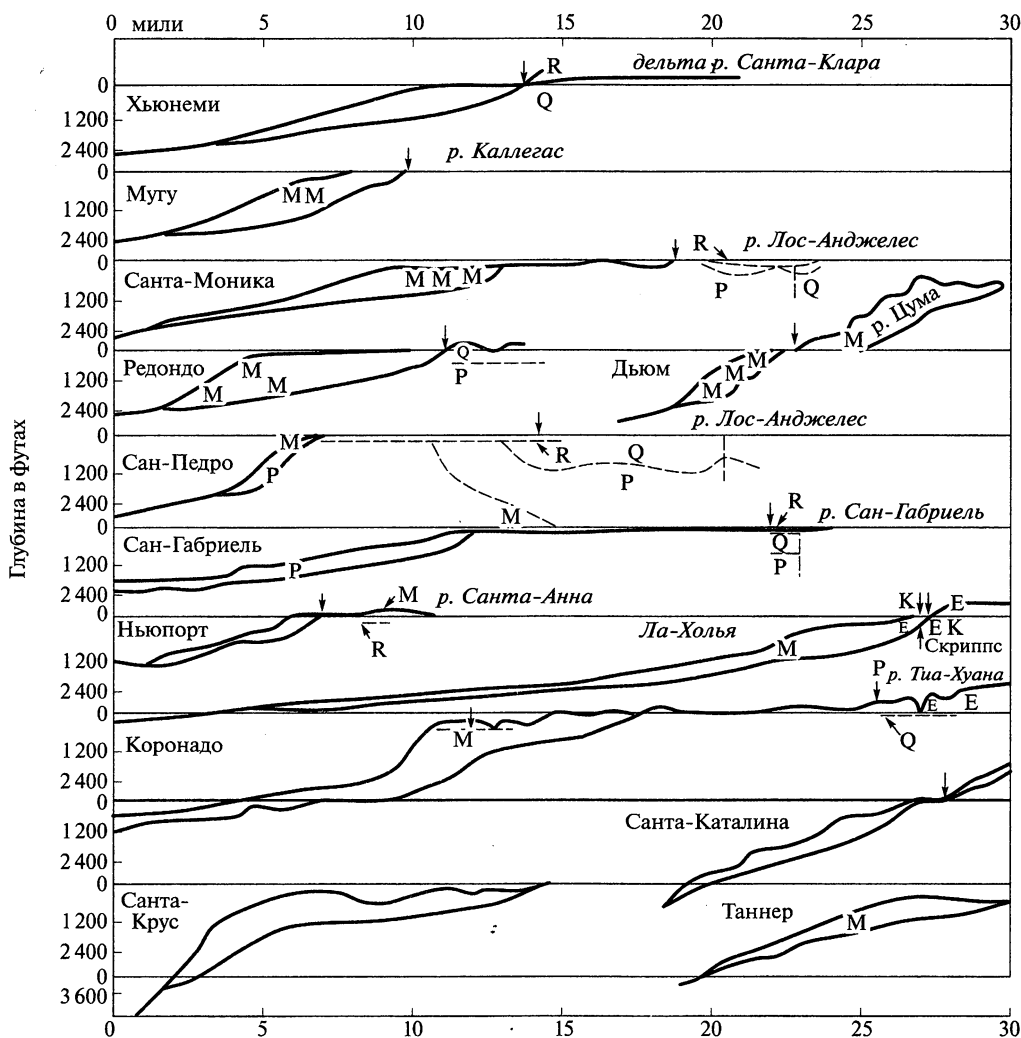


Рис. 10.13. Продольные профили подводных каньонов Тихого океана в сопоставлении с известной стратиграфией горных пород, выходящих в бортах каньонов (из Emery, 1960): вертикальные стрелки — береговые линии; К — мел; Е — эоцен; М — миоцен; Р — плиоцен; Q — четвертичный период; R — послеледниковое время. Буквы указывают местоположение на морском дне образцов, для которых определен возраст

прилегающая к матерiku, — ограничена глубиной около 100 м. Материковый склон узкий и крутой, материковое подножие выражено слабо.

На шельфе Восточно-Китайского и Желтого морей развит мощный осадочный покров, рельеф дна выровнен обильными выносами рек Хуанхэ и Янцзы. В строении шельфа Южно-Китайского и Индонезийского морей существенна роль коралловых построек, а также пирокластического осадконакопления. На юге Южно-Китайского моря и в пределах Яванского шельфа выявлена сеть затопленных речных долин.

К северу от Австралии простирается шельф с повсеместным развитием коралловых рифов. На востоке располагается широкий, неровный шельф. Прибрежная часть этого шельфа представляет собой дно самой крупной в мире коралловой лагуны, отделенной от океана крупнейшим в мире барьерным рифом. Большой Барьерный риф почти отвесной стеной переходит в материковый склон, на севере заканчивающийся на глубине 2 тыс. м, а на юге — 3—3,5 тыс. м. К подножию рифа примыкает окраинное плато Квинсленд.

Материковая окраина Северной Америки характеризуется сильной раздробленностью рельефа и малой шириной шельфа. Для рельефа подводной окраины материка характерны многочисленные впадины, плосковершинные возвышенности, а также широкие поперечные долины, местами несущие следы воздействия материковых оледенений. Наибольшей раздробленностью и ярко выраженным тектоническим расчленением рельефа отличается Калифорнийский бордерленд. Материковый склон изрезан многочисленными подводными каньонами, конусы выноса которых образуют наклонную равнину материкового подножия (рис. 10.13).

Конусами выноса обладают пять каньонов группы Хьюнеми-Мугу, а также каньоны Дьюм, Редондо, Карлсбад и Коронадо (Emeru, 1960). Для наиболее хорошо изученных каньонов конусы выноса превосходят объемы самих каньонов (табл. 10.2), что убедительно доказывает поглощение наносов береговой зоны подводными каньонами. На примерах конуса Астория и Ла-Холья (Shepard, Marshall, 1973) были получены доказательства возможности транспорта осадков далеко за пределы конусов выноса.

На большей части Центральной и Южной Америки шельф ограничен крутым склоном глубоководного желоба. Южнее Перуанско-Чилийского глубоководного

Таблица 10.2. **Объемы конусов выноса и подводных каньонов**

Каньоны	Объемы, млрд куб. ярдов		Отношение объемов конуса выноса и каньона
	конусы выноса	каньоны	
Группа Хьюнеми-Мугу	33,0	18,0	1,8
Дьюм	2,3	0,7	3,3
Редондо	20,0	11,0	1,8
Карлсбад	37,0	1,3	28,0
Коронадо	22,0	7,3	2,8

водного желоба узкий шельф раздроблен тектоническими дизъюнктивными структурами.

Особенность антарктического шельфа Тихого океана — глубокое положение его бровки (до глубины 500 м и более), расчлененный рельеф, наличие продольных переуглубленных желобов, повсеместное распространение ледниковых и айсберговых отложений.

Интересной морфоструктурой в Тихом океане является Новозеландское плато — глыба материковой земной коры, отделенная от Западной Антарктиды и представляющая своеобразный микроконтинент.

**Переходная зона.** Переходная зона в Тихом океане представлена очень разнообразно и занимает 13,5 % его площади. Вдоль западной окраины океана с севера на юг можно назвать следующие области переходной зоны: Берингово море с Алеутскими островами и Алеутским глубоководным желобом (максимальная глубина 7 822 м); Курильская котловина Охотского моря с Курильскими островами и Камчаткой и глубоководным Курило-Камчатским желобом (9 717 м); Японское море с Японскими островами и одноименным желобом (8 412 м); юго-восточная котловина Восточно-Китайского моря с островами Рюкю и Нансейским желобом (7 790 м); область Южно-Китайского моря и Индонезийских морей с причудливо изогнутыми островными дугами и глубоководными желобами: Филиппинским (10 265 м), Манильским (5 249 м), Банда (7 440 м), Яванским и Тиморским.

К востоку от Филиппин и Рюкю располагается еще одна обширная переходная область, состоящая из Филиппинской котловины, глубоководных желобов — Идзу-Бонинского (9 810 м), Волкано (9 156 м), Марианского (11 022 м), Яп (8 850 м), Палау (8 069 м) и одноименных островных дуг, представляющих передовой эшелон по отношению к островным дугам и желобам Восточно-Китайской и Южно-Китайско-Индонезийской переходных областей.

К северу от Новой Гвинеи и к востоку от Австралии простирается зона островных дуг и глубоководных желобов; на значительном ее протяжении желоба располагаются как со стороны океана, так и со стороны Кораллового моря.

От восточного окончания желоба Сан-Кристобаль следует на юг Новогибридская островная дуга, которую со стороны Кораллового моря сопровождает одноименный глубоководный желоб с максимальной глубиной 9 174 м.

На юго-востоке эта грандиозная цепь островных дуг и глубоководных желобов замыкается островами Тонга и Кермадек и одноименными желобами (их глубины соответственно 10 882 и 10 047 м). Желоб Кермадек имеет относительно мелководное продолжение далее на юг — впадину Хикуранга, окаймляющую восточный берег Северного острова Новой Зеландии.

Подводный хребет Маккуор представляет собой трансформный разлом типа хребет — дуга. С запада этот разлом обрамляют глубоководные желоба Пюисегюр (5 988 м) и Хьорт (6 219 м).

Происхождение и структурное положение морей Кораллового, Тасманова и Фиджи связано с процессами спрединга, при котором формировалась новая океаническая кора. В пределах их дна отмечаются палеоспрединговые хребты. Котловины морей Кораллового и Тасманова, Фиджи, бассейна Лау сложены корой океанического типа, тогда как положительные формы рельефа между ними — корой субконтинентального и континентального типов. Древний вулканизм на островах Лорд-Хау и Норфолк типично океанический (оливиновые базальты). В Новой Каледонии широко распространены ультраосновные породы.

Переходные зоны восточной части океана выражены только глубоководными желобами — Центрально-Американским (Гватемальским) с максимальной глубиной 6 662 м и Перуанско-Чилийским — 8 064 м. Здесь нет островных дуг и окраинных морей. Островные дуги «замещают» молодые альпийские горные хребты Южной Сьерра-Мадре (в Центральной Америке) и Береговые Кордильеры в Южной Америке. В западной части Тихого океана сходные соотношения наблюдаются на Камчатке и на северном побережье Новой Гвинеи.

В переходных зонах восточной части океана отмечается немало примеров столкновения спрединговых хребтов с зонами субдукции, происходящих в настоящее время и происходивших в прошлом. Область столкновения Чилийского спредингового хребта с Чилийским желобом представляет собой уникальный современный пример нарушения процесса субдукции в результате приближения аномально «легкой» разогретой литосферы активного центра спрединга. Начиная с палеогена спрединговый хребет Алук приближался к зоне подвига на окраине Западной Антарктиды. Перераспределение напряжений в литосфере приводило к «перескоку» оси спредингового хребта на несколько сотен километров и формированию нового спредингового хребта — Восточно-Тихоокеанского (рис. 10.14). Прекращение пододвигания океанической плиты под окраину Западной Антарктиды привело к затуханию сейсмической и магматической активности, изостатическому равновесию системы, которое при действии экзогенных процессов сопровождалось формированием рельефа дна переходной зоны, подобной типичной рифтогенной переходной зоне атлантического типа.

Каскадная переходная зона на окраине Западной Канады служит примером субдукции литосферы плиты Хуан-де-Фука под Северо-Американскую плиту.

**Срединно-океанические хребты и дно океана.** В Тихом океане планетарная система срединно-океанических хребтов представлена Южно-Тихоокеанским и Восточно-Тихоокеанским хребтами. По существу это единая структура, характеризующаяся сводообразным строением, большой шириной (до 2 000 км), разбитая секущими разломами на ряд сегментов, смещенных в латеральном направлении относительно друг друга. Рифтовая структура осевой зоны здесь выражена слабее, чем в Срединно-Атлантическом хребте, но другие характерные черты срединно-океанических хребтов — большая плотность земной коры под гребнем, сейсмичность, вулканизм, высокие значения теплового потока, линейные магнитные аномалии, развитие ультраосновных пород в рифтовой зоне — проявляются ярко.

В Тихом океане главный спрединговый хребет — Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП). Другие спрединговые хребты: Тихоокеанско-Антарктическое поднятие, хр. Хуан-де-Фука, Галапагосский центр спрединга и Чилийский хребет. Скорости спрединга изменяются от средних значений (5—6 см/год) на хр. Хуан-де-Фука и Галапагосском центре спрединга до быстрых (8—16 см/год) на Восточно-Тихоокеанском и Тихоокеанско-Антарктическом поднятиях.

Хребты и трансформные разломы формируют области тройных соединений, разделяющих протяженные участки спрединговых хребтов (соединение Мендосино, Галапагосское и Хуан-Фернандес).

Севернее экватора Восточно-Тихоокеанский хребет заметно сужается. Четко выражена рифтовая структура хребта. В районе Калифорнии срединно-океанический хребет распространяется в виде бегущей трещины на материк, отделяя прибрежную полосу запада США и Канады от основной части континента. С этим связано

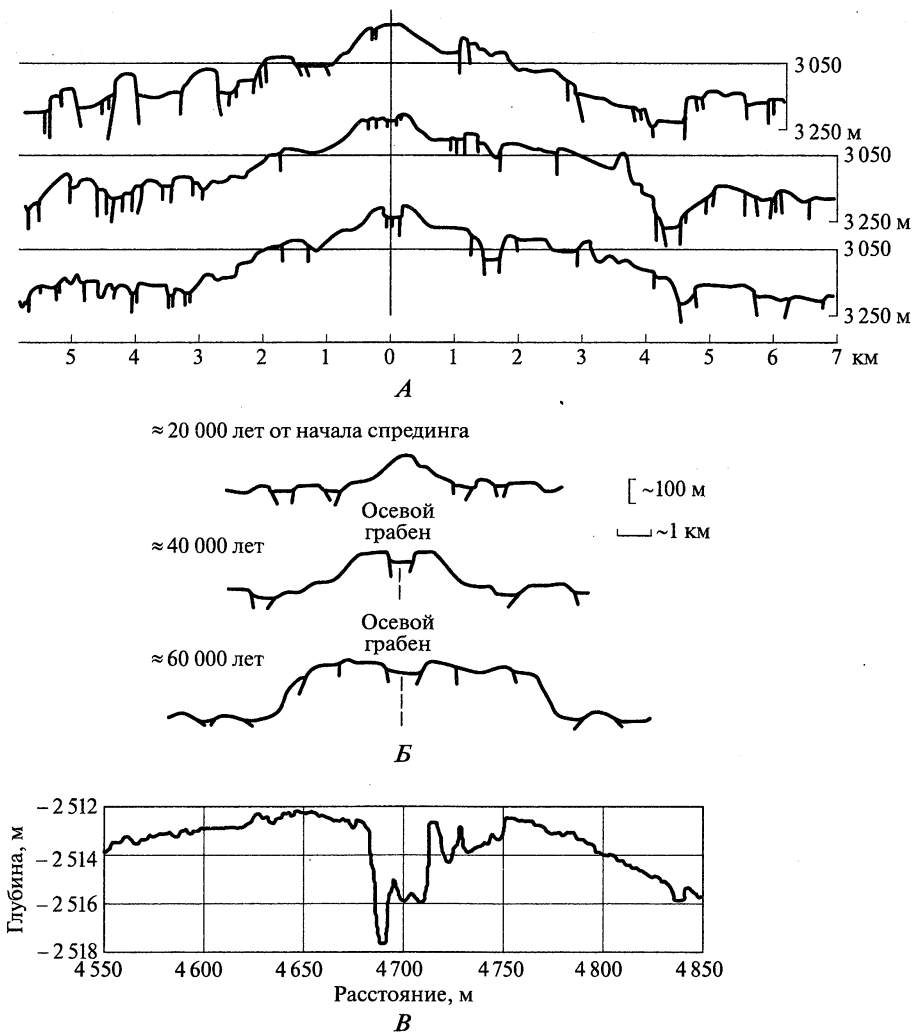


Рис. 10.14. Батиметрические профили через рифтовую зону быстро раздвигающихся хребтов (из Е. П. Дубинина, С. А. Ушакова, 2001):

*A* — ВТП вблизи  $3^{\circ}25'$  ю.ш. (Lonsdale, 1977); *B* — характерные формы поперечного сечения осевого поднятия (сверху вниз: треугольная, купольная, трапецевидная) (Macdonald, Fox, 1988); *B* — поперечное сечение через осевой вершинный грабен (Fornary et al., 1998)

развитие активного трансформного разлома Сан-Андреас, депрессий Сакраменто и Йосемитской долины, а также глыбовых структур Большого Бассейна, Главного рифта Скалистых гор. С распространением срединного хребта на материк связано также образование Калифорнийского залива.

Восточно-Тихоокеанское поднятие — самый большой спрединговый хребет Тихого океана. Он представляет собой обширную горстообразную осесимметричную морфоструктуру с медленным погружением дна от центра спрединга к периферии. Рельеф здесь осложнен лишь локальными грабенами и горстами. Рельеф осевой зоны хребта характеризуется поднятием, центральная часть которого осложняется

вершинным грабеном глубиной в первые десятки метров (см. рис. 10.14). Стенки осевого грабена почти вертикальные с видимым смещением 6—10 м. Ширина этого линейно вытянутого на десятки километров грабена варьирует от нескольких десятков до 2 000 м, а глубина достигает 100 м. Осевой вершинный грабен ограничен сбросами и представляет собой структуру растяжения. В пределах осевого грабена отчетливо выделяются узкие (шириной 40—200 м) и мелкие (глубиной менее 15 м) внутренние трог, протягивающиеся на расстояние 100—1 000 м.

За областью разломов, ограничивающих вершинный грабен, с каждой стороны следует плавно понижающийся склон вулканического поля.

Осевые вулканические проявления представлены протяженными щитовыми вулканами гавайского типа с пологими склонами. Ширина осевых вулканов 1—2 км, а их основания протягиваются на десятки и сотни километров вдоль рифтовой оси. Они прерываются в местах пересечения трансформными разломами или зонами перекрытий центров спрединга.

Под областью осевого поднятия почти на всем протяжении ВТП четко прослеживается зона пониженных скоростей сейсмических волн, которую связывают с наличием осевой магматической камеры.

На площади полигона в районе 13° с. ш. ВТП на отрезке от 12° 41' до 12° 52' с. ш. было выявлено множество гидротермальных сульфидных образований в четырех областях: 1) активные гидротермальные выходы в центральных частях осевого грабена; 2) неактивные и тектонически разрушенные сооружения на вершине стенок осевого грабена; 3) активные выходы и сульфидные холмы на краевых поднятиях; 4) крупные неактивные сульфидные холмы на внеосевых подводных горах.

Наибольшее число глубоководных сульфидных образований приурочено к центральным частям осевого грабена шириной 200—500 м и глубиной 20—50 м, протягивающегося на расстояние 35 км вдоль оси спрединга. Средняя глубина дна грабена 2 630 м.

Южный участок ВТП с ультрабыстрой скоростью спрединга (12—16 см/год) расположен к югу от Галапагосского тройного соединения до тройного соединения Хуан-Фернандес. В строении линейно-вытянутой рифтовой зоны четко фиксируется осевое поднятие с хорошо выраженным осевым грабеном.

Хребет Хуан-де-Фука в северо-восточной части Тихого океана имеет длину около 525 км и скорость спрединга 6 см/год. С севера и юга он ограничен двумя крупными трансформными разломами.

Наряду со спрединговыми хребтами в абиссальной области Тихого океана имеется ряд других крупнейших горных систем. Это океанические валы, вулканические хребты, глыбовые асейсмичные хребты и поднятия.

Океанические валы — широкие (несколько сотен километров) линейно ориентированные «вздутая» базальтовой коры с превышением над соседними днищами котловин на 1,5—4 км. Некоторые более протяженные валы осложнены многочисленными вулканами, которые либо группируются в массивы, либо, располагаясь линейно, образуют вулканические хребты. В тропическом поясе многие подводные вулканы увенчаны коралловыми атоллами. Пояса коралловых рифов венчают вулканические острова: Маршалловы, Каролинские, Гильберта, Эллис, Туамоту, Самоа и Общества.

Глыбовые хребты приурочены к зонам широтных разломов, наиболее ярко выраженных в северо-восточной части океана. Крупными глыбовыми горными сооружениями являются хребты Карнеги, Кокосовый, Сала-и-Гомес, Наска в юго-



восточной части океана. Кроме того, имеется несколько крупных возвышенностей, или плато, представляющих собой изометричные блоки океанической коры, ограниченные разломами и поднятые на значительную высоту над прилегающими котловинами. Многие подводные плато возникли в результате деятельности горячих точек и характеризуются увеличенной толщиной коры.

Примерами сводовых поднятий с насаженными на них вулканическими массивами, осложненными глыбовыми хребтами, являются горы Мид-Пасифик или Маркус-Неккер, а также основания островов Каролинских, Маршалловых, Гилберта, Эллис, Туамоту. Эти поднятия характеризуются широким развитием атоллов на вершинах вулканических гор.

Хребты и поднятия вместе со спрединговыми хребтами образуют орографический каркас ложа Тихого океана и отделяют друг от друга океанские котловины. Ниже, по данным О. К. Леонтьева (1982), дается перечень котловин ложа Тихого океана с указанием их максимальных глубин:

<i>Котловина</i>	<i>Глубина, м</i>	<i>Котловина</i>	<i>Глубина, м</i>
Северо-Западная .....	6 671	Западно-Каролинская .....	5 798
Северо-Восточная .....	7 168	Восточно-Каролинская .....	6 920
Центральная .....	6 478	Меланезийская.....	5 340
Западно-Марианская .....	7 559	Северо-Фиджийская.....	4 444
Филиппинская.....	7 759	Южная .....	6 600
Восточно-Марианская .....	6 440	Гватемальская.....	4 919
Беллинггаузена .....	5 290	Панамская .....	4 233
Перуанская.....	5 660	Чилийская .....	5 021

Преобладающий тип рельефа дна котловин Тихого океана — абиссальные холмы. Плоские абиссальные равнины имеют распространение только в Северо-Восточной котловине. В центральной части океана своеобразным типом равнинного рельефа являются наклонные равнины подножий архипелагов.

Котловинам ложа Тихого океана присущ океанический тип земной коры с мощностью осадочного слоя 700—1 000 м и базальтового и габброидного слоев — 5—7 км. Довольно значительны изменения мощности коры в целом, и в частности ее второго и третьего слоев.

Кроме абиссальных холмов, неровности рельефа дна котловин связаны с отдельными подводными горами и гайотами с глыбовыми поднятиями вдоль зон широтных разломов. Наиболее крупные разломы таких зон выявлены в Северо-Восточной котловине (Мендосино, Меррей, Пайонир, Молокаи, Кларин, Клиппертон). К югу от экватора в восточной части океана выделяются также крупные разломы Галапагос, Маркизских островов, Агассица, Менарда, Элтанин, Хизена, Удинцева и другие, имеющие огромную протяженность до 4—5 тыс. км.

**Донные отложения и строение коры.** Для осадков Тихого океана характерно исключительно широкое распространение глубоководных глин, особенно в Северном полушарии, что объясняется большой глубиной северной половины Тихого океана.

В Южной, а также отчасти в Северо-Западной, в меньшей мере в Северо-Восточной котловинах значительно распространены красные глины, образовавшиеся из продуктов химических изменений вулканогенного материала.

В Южном полушарии и в крайней северной полосе Тихого океана развиты диатомовые отложения. Четко выражен экваториальный пояс радиоляриевых

отложений. Обширные площади дна в юго-западной части океана, в основном в переходной зоне и в пределах Каролинских и Меланезийских котловин, заняты коралловыми отложениями. Фораминиферовые илы в Тихом океане распространены главным образом к югу от экватора.

Тихий океан отличается наибольшим распространением железомарганцевых конкреций. Их общие запасы на поверхности составляют  $10^{11}$  —  $10^{12}$  т. Наиболее обширные поля железомарганцевых конкреций отмечены в северной, самой глубоководной, части океана, а также в Южной и Перуанской котловинах. В конкрециях Тихого океана сосредоточены запасы марганца ( $7,1 \cdot 10^9$  т), никеля ( $2,3 \cdot 10^9$  т), меди ( $1,5 \cdot 10^9$  т), кобальта ( $1 \cdot 10^9$  т).

В Тихом океане кора и литосфера являются типично океаническими. Мощность коры составляет 5 — 6 км. Ниже располагается подлитосферная мантия. Мощности базальтового слоя и особенно мощности осадков изменчивы. Наименьшая мощность осадочного слоя установлена на вершинах подводных гор, а также на относительно ровном дне центральной части океана к югу от Гавайских островов. Резкие колебания мощности осадочного слоя выявлены на дне Филиппинской котловины.

На основании сейсмических исследований было показано, что в котловинах Тихого океана толщина коры колеблется от 4,8 до 7,85 км. На некоторых участках подводных возвышенностей толщина коры увеличивается до 10 — 18 км.

Наибольшую роль в строении коры играет нижний из трех слоев, который характеризуется скоростями от 6,43 до 7,1 км/с. Толщина этого слоя колеблется от 3,14 до 9,58 км, он сложен, видимо, основными габброидными породами. Мощность второго слоя 0,25 — 2,90 км, со средними скоростями 5,09 — 5,38 км/с. Этот слой сложен щитовым дайковым комплексом и эффузивными базальтами. Самый верхний осадочный слой имеет толщину от 0,03 до 1,1 км.

Для структуры коры Тихого океана характерна так называемая «андезитовая линия», отделяющая область распространения основных пород на большей части океана от окаймляющей его полосы кислых пород, граничащей с континентом.

В структуре коры вулканических островов, атоллов и гайотов Тихого океана отмечается понижение поверхности Мохо, и масса этих сооружений поддерживается более мощной линзой коры. Гавайский архипелаг представлен вулканической цепью, состоящей из множества островов, подводных гор и поднятий протяженностью около 2 000 км. Мощность коры Гавайских островов 12 — 17 км, на островах Мауи и Ланаи — 15 км, о. Оаху — 19 — 20 км, т.е. налицо достаточно сложная картина распределения мощностей земной коры.

Исследования структуры коры в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия показывают, что подводному рельефу поднятия соответствует поднятие мантии. Кора в пределах поднятия, кроме ее воздымания, меняет и мощность — на гребне поднятия кора тоньше, чем в пределах океана (Е. П. Дубинин, С. А. Ушаков, 2001).

## 10.11. Берега

**Берега Северной и Южной Америки.** Хотя берега Аляски сравнительно слабо изучены, однако имеющиеся материалы (Shepard, Wanless, 1971) указывают на существование ряда участков с обширными клифами. Размыв наиболее ярко

выражен в районе м. Томпсон. Более 500 миль побережья Берингова моря занято низкой дельтовой равниной рек Юкон и Кускоквим, возвышающейся не более чем на 3 м над уровнем моря. Сравнение карт 1898 г. с современными выявляет в целом небольшие изменения берегов, ограниченные лишь устьевыми участками. Заметное за историческое время выступание берега произошло у мысов Крузенштерна и Принца Уэльского. Дельты растут в устьях рек, впадающих в пролив Коцебу. Напротив, недалеко от м. Эспенберг цепь барьерных островов, существовавшая в 1947 г., была размыва к 1962 г.

В заливе Нортон преобладают низкие абразионные берега, включая термоабразионные, а также абразионно-аккумулятивные берега. Они сложены многолетнемерзлыми толщами, аллювиально-дельтовыми, местами — вулканогенными четвертичными отложениями. У их подножия распространены узкие (до 10—15 м) пляжи неполного профиля.

На юго-западной стороне залива распространены низкие (обычно 2—3 м, местами до 5 м) берега дельт Юкона, Кускоквима, участки илистых равнин, старых речных устьев вплоть до вершины залива Кускоквим. Затем до западной оконечности п-ова Аляска на большей части берегов распространены песчаные и гравийные пляжи, илистые равнины, террасы и пересыпи. Только на немногих участках высокие обрывы сложены палеоген-неогеновыми и четвертичными вулканогенными породами и интрузивами со скоростями отступления не более 0,1—0,3 м/год.

Для западной Аляски в районе древней дельты р. Юкон отмечается широкое развитие бухт размыва, приуроченных к наиболее крупным рекам. Несмотря на большую отmelость берегов полуострова Аляска к западу от бухты Гейдена, здесь широко распространены абразионные выровненные берега с активными отмирающими и отмершими клифами. В районе мысов Кутузова и Сенявина в моренных толщах выработаны клифы высотой до 15—20 м, а нередко и до 40—50 м.

Берега Алеутских островов и Алеутского залива развиваются в условиях влияния вулканических и сейсмических факторов. Так, на Алеутах более 40 вулканов действуют после 1760 г. Высокая штормовая активность и значительная крутизна подводного склона приводят к тому, что наносы с суши проходят транзитом за пределы береговой зоны.

Для берегов Южной Аляски и Британской Колумбии характерны фиордовый тип расчленения берегов и наличие современного оледенения. Важным фактором динамики берегов являются также довольно частые землетрясения. Так, землетрясение 1964 г. в Анкоридже вызвало погружение части берега на 2,5 м. На смежном участке оползни вследствие землетрясения привели к некоторому выступанию берега. Повторные съемки дна, проведенные береговой службой США в зал. Кука в 1910, 1941, 1955 и 1959 гг., указали на очень большие изменения рельефа дна (Берега..., 1967). Среднегодовые значения размыва и аккумуляции составляют за этот период соответственно  $-4,8 \cdot 10^6 \text{ м}^3$  и  $+7,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ . Следовательно, преобладание аккумуляции над размывом дна и берегов характеризуется величиной  $2,7 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ .

В залив Литуйа в результате землетрясения и цунами 1958 г. было снесено более  $33 \cdot 10^6 \text{ м}^3$  осадков, что значительно уменьшило его глубины (Берега Тихого океана, 1967). За 1926—1959 гг. здесь отложилось в среднем 33 м осадков на площади  $14,0 \text{ км}^2$ , что составляет  $470 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ . Следовательно, в среднем за год в залив поступало  $12,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$  осадков.

Столь же значительно обмеление зал. Таху на границе с Британской Колумбией. За 69 лет — с 1890 по 1959 г. — ледник выдвинулся в акваторию залива на 6—7 км. Скорость его выдвигения за последние 7 лет возросла в 6 раз по сравнению с первыми 47 годами наблюдений. Среднегодовая величина аккумуляции составляет для зал. Таху около  $3,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ .

Общий объем обломочного материала, отложенного или перераспределенного на акваториях заливов Аляски за интервал 17—70 лет (в среднем же примерно за полстолетие), составляет  $1,6 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ .

Наряду с отмеченным выдвигением ледников в ряде случаев обнаружено отступление выходящих к берегу ледниковых массивов (Shepard, Wanless, 1971). От м. Спенсер на юго-восток до пролива Диксон (американско-канадская граница) берег становится изрезанным, со сложной сетью узких заливов, проливов, фиордов. Внешний берег сложен метаморфизованными коренными и рыхлыми породами. Широко распространены клифы (до 70 % от общей длины берега), волноприбойные ниши, гроты, подводные и надводные террасы, кекуры, острова. Скорости абразии скальных клифов составляют до 0,1—0,5 м/год. По флангам и в вершинах фиордов нередко распространены прибрежные равнины (Owens, Harper, 1985, Walker, 1985).

Прибрежно-морские процессы весьма активны. Обычная высота штормовых волн 5—7 м, значительную роль играют неволновые факторы. Абразионные берега занимают 45 % длины берега, абразионно-аккумулятивные — 38 %, аккумулятивные, преимущественно отступающие — 17 %. Вулканизм, интенсивное горообразование, быстрое выдвигение и отступление горных ледников, эоловые процессы служат источником поступления осадочного материала в береговую зону.

Скорости абразии, как правило, достигают 0,2—0,3 м/год в изверженных и метаморфических породах. Заметное влияние на скорость и направление развития берегов оказывают вулканизм и сейсмика. Землетрясение в заливе Якутат в 1899 г. привело к поднятию берега на 15 м, а скорость абразии выросла в 4—5 раз. После землетрясения 1964 г. процессы нарастания сменились отступанием берегов дельты р. Коппер и о. Эгг. Во время вулканических извержений в горах Врангеля, Ильи, Чугач водотоки выносят десятки млн т/год наносов, что приводит к развитию мощных вдольбереговых потоков наносов. Так, расход потока вдоль побережья Тихого океана в районах заливов Якутат и Айси составляет до 2 млн  $\text{м}^3$  в год. Минимальные значения величин расхода в 200—220 тыс.  $\text{м}^3$  в год характерны для берега от Ситкэги до западного берега зал. Якутат, где поток направлен на восток (Nummedal, Stephen, 1978).

Низкие клифы аллювиальных и флювиогляциальных равнин отступают довольно быстро. В районе зал. Айси за период 1900—1984 гг. берег отступил почти на 1,6 км. Около Сьюарда и Кейп-Якатага скорости абразии достигают 2—3 м/год. Но в вершинах заливов Якутат и Айси берега, сложенные суглинками и супесями, отступают в среднем на 0,1—0,3 м/год.

Значительные изменения берегов, имеющие явно выраженную тенденцию к преобладанию аккумуляции, происходят во внутренних относительно закрытых акваториях Южной Аляски и связаны с неволновыми процессами (ледниковым транспортом и гравитационными процессами, вызванными землетрясениями). Незначительные изменения береговой линии наблюдаются на фиордовом приглубом побережье Британской Колумбии.

Длина берегов штата Вашингтон равна 4 296 км от устья р. Фрейзер до устья р. Колумбия (Schwartz, Terich, 1985). Здесь выделяются три береговые области: берега залива Пьюджет-Саунд, северный берег п-ова Олимпик и открытые берега океана.

Сложнорасчлененные берега Пьюджет-Саунд образуют изрезанный контур с множеством заливов, фиордов, островов, кос. Выделяются фиорд Худ длиной 104 км и несколько меньшей длины залив Олимпия. Общая длина берегов этой области составляет почти 3 700 км, из которых на активные абразионные приходится около 15 %. Скалистые берега, сложенные вулканическими и метаморфизованными породами, мало изменены морем. Многочисленные клифы выработаны в слабосцементированных ледниковых и аллювиально-дельтовых отложениях. Скорости абразии обычно не превышают 1 м/год (Schwartz, 1971). Приток аллювиальных осадков сопровождается нарастанием берегов в относительно защищенных акваториях проливов Джорджия и Пьюджет-Саунд, например в дельте р. Ноксек, которая выступила почти на километр за период 1906—1961 гг.

Южный берег пролива Хуан-де-Фука сложен чередующимися комплексами вулканогенных и рыхлых пород. В бухты впадают короткие реки, питающие наносами песчано-гравийные и гравийно-галечные пляжи шириной до 30—60 м. Абразия характерна для 50 % общей длины берегов (более 300 км). Высота клифов составляет от 20—25 до 50—65 м. Скорости абразии достигают 0,1—0,4 м/год, местами превышают 2 м/год.

Основными аккумулятивными формами на южном берегу пролива Хуан-де-Фука являются петлевидные косы Эдис-Хук (длина 5,6 км) и Данджнес Спит (длина 8 км). В результате зарегулирования стока рек ранее нараставшая коса Эдис-Хук стала деградировать.

Третья береговая область представлена сравнительно ровным берегом длиной 271 км. Абразия доминирует на 167 км, или 62 % берегов. Высота клифов составляет 30—50 м, максимум отмечен у м. Флаттери (более 100 м), около устья р. Хох (90 м) и на м. Диссапойнтмент (65 м). Высокие клифы сложены ледниковыми суглинками и супесями, вулканогенными коренными и четвертичными породами. Скорости абразии составляют 1—3 м/год, а на особо прочных выступах — не более 0,1 м/год.

Реки образуют эстуарии или впадают в лагуны. Из 36 млн т/год твердого стока р. Колумбия около половины поступает в подводный каньон Кинаулт.

Вдоль берега штата Вашингтон развиты вдольбереговые потоки наносов, в основном в северном направлении (Schwartz et al., 1985).

Длина берегов штата Орегон составляет 504 км от устья р. Колумбия до Брукинкса. Контур берега слабоволнистый, между скалистыми мысами вогнутые дуги заполнены наносами. В пределах штата в океан впадают многочисленные реки. В устьях многих из них образовались лагуны или эстуарии. Практически у всех устьев происходит аккумуляция наносов, скорости нарастания некоторых форм — до 1—3 м/год.

Большая часть выносимого реками обломочного материала распространяется вдоль берегов. Однако крупные реки, такие, как Колумбия, выносят достаточно материала, чтобы обеспечить выдвигание берега к северу от м. Диссапойнтмент и к югу вдоль косы Клатсоп, где в течение последнего столетия образовалось примерно 15 параллельных береговых валов, а береговая линия при длине около

50 км выдвинулась на 2 км (Bird, 1976). Условия движения наносов вблизи устья р. Колумбия изменены строительством волноломов между 1885 и 1913 гг.

Участок аккумуляции длиной 140 км с дюнами высотой до 112 м располагается к северу от м. Бланко. Для этого участка получены конкретные цифры, характеризующие вдольбереговое перемещение наносов (Komar et al., 1976). Моли порта вблизи устья р. Сьюслау ( $44^{\circ} 00'$  с. ш.), выступающие примерно на 2 км в море до глубины 20 м, за период с 1889 по 1974 г. вызвали аккумуляцию  $3,8 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> наносов с северной стороны и  $1,7 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup> — с южной. Выявляется направленное к югу вдольбереговое перемещение наносов с минимальным расходом  $24,7 \cdot 10^3$  м<sup>3</sup>/год. С северной стороны мола у зал. Тилламук накопления материала указывают на существование потока наносов в  $620 \cdot 10^3$  м<sup>3</sup>/год. Под защитой мола длиной около 2 км началось встречное движение наносов с юга.

У зал. Жакина в 1897 г. сооружены оградительные моли, отклоняющиеся под углом около  $30^{\circ}$  к югу. Заполнение входящего угла между берегом и молом более значительно с южной стороны. Отсутствие заметного вдольберегового перемещения подтверждается симметричным накоплением наносов у волноломов вблизи устья р. Амквва ( $43^{\circ} 40'$  с. ш.). Далее к югу вблизи устья р. Коквилл обнаруживается преобладание с 1880 г. перемещения наносов с юга по заполнению входящего угла мола.

У зал. Жакина вдольбереговое перемещение направлено к северу. Моли порта прервали его и вызвали размыв в Ньюпорте, расположенном севернее (Shepard, Wanless, 1971). Аналогичным образом мол у зал. Тилламук за период 1939—1960 гг. вызвал низовой размыв южнее, где берег отступил на 360 м.

Отступление клифов на абразионных берегах было значительным там, где сравнительно малоустойчивые породы подвергались воздействию сильного волнения. Недалеко от пляжа Кеннон (Орегон) обрывы отступили на 7—10 м за 1950—1968 гг., а клиф у Брокингс отступил на 6 м за 38 лет. Быстро отступали клифы у Санта-Барбары, а обрывы у Голета размыты на 5 м за 8 лет. Довольно быстрая абразия происходит на берегах п-ова Пойнт-Рейес, о. Санта-Каталина, на побережье Палос-Вердес и к северу от Ла-Холья.

Южнее м. Бланко до бухты Сан-Франсиско преобладают абразионные берега с небольшими аккумулятивными участками. По их взаимному расположению можно судить об общей тенденции перемещения наносов в южном направлении.

От м. Консепшен до Сан-Диего установлено существование пяти отдельных литодинамических систем. В пределах каждой из систем баланс наносов независим от соседних участков. Каждый из участков характеризуется преобладающим вдольбереговым перемещением наносов с северо-запада на юго-восток. Для пляжей Южной Калифорнии в последние десятилетия установлен дефицит наносов, причина которого состоит в уменьшении притока наносов вследствие зарегулирования стока рек.

На западных берегах Калифорнийского залива преобладают обрывы в прочных вулканогенных породах. В вершине Калифорнийского залива береговая линия окаймлена илисто-песчаной осушкой, сложенной выносами р. Колорадо. Большой твердый сток реки, превышающий  $160 \cdot 10^6$  т/год, обуславливает выступание дельты. Однако после строительства плотины Гувер-Дам в 1935 г. твердый сток р. Колорадо уменьшился в 11 раз.

Вдоль материкового берега Калифорнийского залива расположены бары, отделяющие от моря узкие лагуны. Длина баров равна 30—40 км при ширине 2—

3 км. Из-за слабого воздействия волнения эти берега имеют тенденцию к выступанию.

У о. Сан-Бенедикто происходила быстрая абразия вулканической тefры и лавы сразу после извержения 1952 г. со скоростями отступления около 1 м в день.

Для открытого океанического берега Мексики имеются данные (Фледжер, 1969), позволяющие судить о тенденциях развития бара, отделяющего лагуну Герреро-Негро от океана на 28° с. ш. За последние 2 тыс. лет он выдвинулся в океан на 1,5 км. Средняя скорость его выдвижения составляла 0,75 м/год. Выступление лагунного барьера в сторону океана происходит, несмотря на то, что ветрами, направленными в сторону суши, перемещается в год 23 м<sup>3</sup> песка с каждого погонного метра бара. Осадки для построения бара поступают за счет поперечного перемещения с подводного склона скелетных остатков морских беспозвоночных и фораминифер. Медианный диаметр зерен осадков, слагающих бар, равен 0,17 мм при крайних значениях от 0,13 до 0,18 мм.

Отроги гор южной Сьерра-Мадре выдвигаются в океан в пределах Центральной и Южной Мексики в виде ряда мысов, разделенных открытыми бухтами и прямолинейными участками берега. Наряду с абразионными мысами на этих берегах распространены большие бухты, окаймленные широкими песчаными пляжами или барами, отделяющими лагуны. Уклоны подводного склона на аккумулятивных участках берегов до глубин 20 м составляют 0,002 — 0,003. От м. Корриентес до зал. Теуантепек большая часть побережья также представлена аккумулятивными формами рельефа. На значительном протяжении берег образован аккумулятивной террасой шириной до 150 — 200 м, иногда примыкающей к отмершим клифам. Ширина террасы может превышать несколько километров, и на ее поверхности прослеживаются гряды дюн высотой до 10 — 15 м. Наряду с аккумулятивными террасами вдоль берега распространены бары длиной до нескольких десятков километров при ширине до 3 — 5 км, отделяющие от моря узкие лагуны. Уклоны подводного склона, примыкающего к такому берегу, не превышают обычно 0,001 — 0,005. Эти аккумулятивные формы рельефа отражают длительный процесс выдвижения берега, продолжающийся до наших дней.

Вблизи устья Рио-Бальсас наблюдалось выдвижение берега почти на 800 м за период с 1945 по 1962 г. За относительно продолжительный срок ( $3\,740 \pm 120$  лет) прирост суши составил более 2 км. Предустьевое взморье р. Рио-Бальсас расчленено несколькими каньонами, два из которых в настоящее время активны и поглощают осадки береговой зоны. Один из них связан непосредственно с устьем реки, а каньон Петакалько получает осадки из вдольберегового потока наносов (Reimnitz a. Gutierrez-Estrada, 1970). Наиболее типичны для Центральной Америки лагунные побережья, отделенные от океана широкими барами. Бары сформированы поступлением пёска с подводного склона, уклон которого до глубин 2 м не превышает 0,005. Берега лагун освоены мангровой растительностью. Лагунные побережья преобладают в пределах Мексики и Гватемалы, а побережье Никарагуа, Коста-Рики и Панама характеризуется значительным расчленением и преобладанием абразии.

Основания клифов на абразионных берегах покрыты крупными обломками и глыбами, и абразия, по-видимому, незначительна. В абразионных бухтах отмечены отмершие клифы, отделенные от уреза песчано-галечным пляжем шириной до 20 м, а иногда и до 50 м. Возраст отмерших клифов не превышает 1 тыс. лет,

а возраст лагун и отделяющих их от океана пересыпей оценивается в 4 тыс. лет. В настоящее время берег стабилен.

В северной части побережья Колумбии преобладают абразионные берега, обрамляющие гористую и холмистую сушу. Южнее большая часть Колумбийского побережья занята мангровыми болотами и лесами шириной 2—15 км. Низкие мангровые берега простираются вдоль океана на расстояние более 700 км. Около 45 % мангровых берегов Колумбии окаймлено песчаными пляжами. Под действием преобладающих юго-западных волн вдоль берегов перемещаются большие объемы ила и песка. Подводный склон характеризуется уклонами около 0,001 до глубин 5—10 м.

Действие волнения, слабого в приэкваториальных районах, еще более ослабляется наличием отмелого подводного склона и самой мангровой растительностью — идеальным гасителем энергии волн.

Абразионные бухты Колумбийского побережья характеризуются преобладающим заполнением юго-западных и южных частей, что указывает на вдольбереговое поступление наносов с юга.

Берега Южной Америки в пределах Перу и Чили находятся под постоянным воздействием юго-западной зыби больших периодов. Такое направление зыби должно вести к мощному вдольбереговому перемещению наносов с юга на север вдоль берегов значительной части континента. Отсутствие морфологических признаков перемещения наносов, по-видимому, следует объяснять особенностями поперечной структуры расхода вдольберегового потока наносов.

Уклоны подводного склона побережья Перу и Северного Чили до глубины 10 м изменяются в пределах 0,01—0,005. Значительные участки берегов окаймлены пляжем шириной до 200—250 м, примыкающим к равнинным пространствам пустыни или к невысокому уступу отмершего клифа, или имеют широкие песчаные осушки.

На поверхностях прибрежных террас и плато, а иногда и на склонах гор встречаются мощные дюнные массивы. Пески дюн имеют морское происхождение и представлены хорошо окатанными и отсортированными зернами кварца, полевого шпата и магнетита крупностью 0,5—0,05 мм.

О современных тенденциях развития берегов этого района сведений очень мало. Абсолютный возраст берегового вала, отстоящего в районе г. Талара от современного уреза на 8 км, равен 3 тыс. лет, из чего можно заключить о средней скорости выдвигания берега — 2,7 м в год.

Для побережья Чили характерно наличие обрыва-клифа меридионального простирания необычайной высоты, достигающей 700—1 000 м. Наиболее высокая часть его располагается между Арикой и Икике (18° 08'—20° 12' ю. ш.). Клиф отступает, как об этом свидетельствуют большие оползни, обусловленные постоянными сильными волнениями.

Берег Центрального Чили — абразионно-бухтовый. Наличие бенчей, подводных камней и гряд ведет, однако, к ослаблению абразионного воздействия. Крупные аккумулятивные формы здесь отсутствуют, а выносы рек обеспечивают заполнение вогнутостей контура берега.

Южное Чили представляет собой фиордовое побережье, глубокое расчленение которого препятствует интенсивному воздействию волнения, и современные изменения берегов ограничиваются верховьями фиордов.

**Берега Азии.** Несмотря на большое число работ, посвященных российским берегам Тихого океана, в том числе и монографического характера (Берега...,



1967; А. С. Ионин, 1959; А. С. Ионин и др., 1961), конкретных сведений относительно основных тенденций развития берегов этого района в последнее столетие немного.

Побережье Берингова моря от м. Дежнева до устья р. Камчатка длиной более 5 тыс. км почти полностью находится в зоне распространения многолетней мерзлоты. Поэтому на участках берегов, сложенных толщами осадков, широко развита термическая абразия. Из-за быстрого отступления в процессе термоабразии клиф нередко превращается в абразионно-солифлюкционный уступ. Скорость отступления абразионных участков составляет 1—2 м в год.

Существующие аккумулятивные формы рельефа представляют собой чаще всего полигенетические образования, материал на построение которых поступал как со дна, так и в результате вдольберегового перемещения. В районах относительного погружения происходит смещение пересыпей в сторону берега (А. С. Ионин, 1959). Процессы отступления аккумулятивных форм фиксируются морфологическими признаками переплескивания прибойного потока через гребень штормового вала, что ярко проявляется у пересыпи Уэлькальской лагуны в зал. Креста.

Вдольбереговое перемещение наносов из-за резкого расчленения контура берегов Берингова моря обычно происходит на расстояниях, не превышающих десятков километров. Чаще всего потоки наносов направлены к вершинам заливов. Впадающие в верховья фиордов реки нередко обеспечивают заметное локальное выступание берегов.

Контур абразионно-бухтового побережья восточной Камчатки образуется несколькими открытыми дугами большого радиуса, опирающихся на мысы, сложенные прочными скальными породами. Каждая из таких дуг представляет собой замкнутую литодинамическую систему, за пределы которой сток наносов возможен лишь по подводным каньонам; верховья последних на некоторых участках отстоят от берега всего лишь на 1,5 мили. Для вершин дуг характерно широкое распространение современных морских аккумулятивных террас, отделяющих от моря мелководные лагуны и устья рек. Геоморфологический облик абразионно-аккумулятивных дуг свидетельствует о современном выдвигании берега в их вершинах.

Аккумулятивное побережье западной Камчатки испытывает значительный размыв (О. К. Леонтьев и др., 1971). Сравнение промеров и профилей пляжей за период 1955—1970 гг. указывает на размыв в надводной части пляжа, составивший в среднем 2,5—5 м<sup>3</sup> на погонный метр в год, и достигает максимальных значений в 6 м<sup>3</sup> на погонный метр в год.

В районе пос. Кировский за последние 15—20 лет происходит отступление пересыпи со скоростью 1,5—2 м в год. Механизм отступления сводится к переплескиванию прибойного потока через поверхность пониженных участков пересыпи.

С приближением к вершине зал. Шелихова морфология берегов все в большей степени отражает преобладающую роль приливоотливных течений. Столь же значительна роль приливных течений в формировании рельефа и литодинамике берегов Шантарского моря. Обширные пространства береговой зоны этих районов заняты песчано-илистыми осушками с глубокими промоинами и желобами стока.

В северо-западной части Охотского моря мощные галечные бары, отделяющие от моря систему лагун и пересыпей вблизи г. Охотска, сливаются в плавную аккумулятивную дугу длиной около 200 км. Общие изменения рельефа этой аккумулятивной формы, по-видимому, незначительны.

На северо-восточном Сахалине преобладают выровненные лагунные и лиманно-лагунные берега, а на юго-восточном — абразионно-бухтовые вторичнорасчлененные берега. Многие из аккумулятивных форм восточного Сахалина испытывают размыв. За десятилетие прошлого века на участке от зал. Календу до зал. Пильтун за счет размыва в море поступает около  $31 \text{ м}^3$  наносов на погонный метр берега. Вдольбереговое перемещение наносов в этом районе направлено к югу. Объем песка, слагающего аккумулятивные формы, значительно превышает возможности его поступления за счет абразии, тогда как аллювий рек полностью задерживается в лагунах.

Характерная особенность побережья западного Сахалина — широкое пространство почти горизонтальных приливных бенчей (рис. XXIV цв. вкл.), имеющих иногда возвышающийся внешний край, действующий как волнолом. Большинство аккумулятивных форм рельефа западного Сахалина реликтовые. Строение современных аккумулятивных форм указывает на существование дивергенции потоков наносов у м. Ламанон (Берега..., 1967). Мощный направленный к северу поток наносов зарождается на участке от м. Фуругельма до м. Жонкьер в северной части Сахалина. Коса Тык, расположенная в области снижения емкости вдольберегового потока наносов, представляет собой единственную крупную аккумулятивную форму рельефа, растущую в настоящее время.

К. Коике представил данные, позволяющие судить об изменениях на аккумулятивных берегах Японии (Koike, 1975). За последние 65 лет выдвигающиеся пляжи составили 21,3 %, а отступающие — 17,2 % от общей длины 1 150 км обследованных пляжей (суммарная длина аккумулятивных берегов Японии — 2 840 км). Отношение длин выдвигающихся и отступающих берегов составило в начале рассматриваемого периода величину 1,24, тогда как за последующие 20 лет оно уменьшилось до 1,05.

Берега Приморья сложены устойчивыми к абразии горными породами и имеют облик либо абразионных, медленно отступающих, либо почти не измененных морем. Риасовое расчленение берегов южных районов Приморья также препятствует сколько-нибудь значительным изменениям берегов.

Берега полуострова Корея еще более устойчивы к абразии, чем берега Приморья. Однако аккумулятивные формы здесь гораздо более распространены, что связано с существенно большим притоком аллювиального материала. Несмотря на значительное поступление аллювия, здесь отсутствуют мощные вдольбереговые потоки наносов. Препятствие к их развитию создается расчленением контура берега и приглубостью подводного склона, на ряде участков наличием каньонов, близко подходящих к берегу. В верховьях некоторых заливов фиксируется выдвигание берегов.

Обильный приток аллювиального илистого материала и действие приливов привели к распространению на берегах западной Кореи широких приливных осушек. Сильные приливные течения обусловили его значительную изменчивость. В связи с большой концентрацией взвесей наблюдается исключительно высокая (до 1,5 м в год) заносимость некоторых портов.

Сведения об изменениях берегов Китая и Индокитая указывают на преобладание их быстрого выдвигания. Это связано с огромным притоком аллювиального материала в береговую зону и развитием мощных вдольбереговых потоков наносов, обусловленных не столько действием волнения, сколько действием постоянных вдольбереговых течений. Дельта р. Хуанхэ за последние 100 лет выдвинулась на

20 км в акваторию зал. Бохай, т.е. скорость выдвигания составляла 200 м в год. Для объяснения высоких скоростей выдвигания берега в зал. Бохай необходимо предположить существование вдольберегового потока илистых наносов с расходом около 10 млн м<sup>3</sup> в год, распространяющегося на расстояние не менее 200 км на север от устья р. Хуанхэ (В. П. Зенкович, 1962).

Средняя скорость выдвигания берега в районе г. Тяньцзинь, определенная для последних 4 200 лет, составляет 12 м в год.

Быстрая скорость выдвигания характеризует верховья эстуариев; в частности, в вершине эстуария р. Янцзы с 1915 по 1955 г. дельта выдвигалась со скоростью 25 м в год.

Побережье южного Китая имеет рiasовое расчленение и сравнительно мало изменено морем из-за наличия прочных кристаллических пород и отmelости подводного склона. Для дельт ряда рек этого побережья по распространению десятков песчаных береговых валов можно судить о тенденции к выдвиганию. На илистых осушках далее к югу все более широкое распространение получают мангровые берега. Из 246 км берегов района Гонконга 20 км, имеющих пляжи, выдвигались за прошлые 70—100 лет (Bird, 1976).

Побережье Индокитайского полуострова в северной части образует архипелаг Файтсилонг, изобилующий множеством известняковых островов, имеющих глубокие ниши, созданные химической абразией. Далее к югу около 150 км берега занимает дельта Красной реки, на участке активных рукавов выдвигаящаяся со скоростью около 100 м в год. В настоящее время перемещение к югу аллювия Красной реки сказывается на расстоянии около 50 км.

В центральном Вьетнаме широко распространены лагунные берега. Окаймляющие берег аккумулятивные образования имеют широкий дюнный пояс.

Дельтовый берег, примыкающий к устью р. Меконг, простирается примерно на 450 км. Передний фронт дельты нарастает со скоростью до 75 м в год. Берег окаймлен широкой полосой мангровых деревьев. Плоское дно Сиамского залива повсеместно покрыто илами, и они почти вплотную подходят к берегу. В вершине залива берег выдвигается со средней скоростью 5 м в год.

На восточном берегу п-ова Малакка крутые абразионные участки без пляжей составляют примерно 7,7 %, остальные 657 км берегов имеют пляжи, окаймляющие клифы. До 90 % берегов активно нарастали в голоцене, однако за последние 100 лет только их сравнительно небольшая часть продолжает выдвигаться. Э. Берд (Bird, 1976) считает, что восточное побережье п-ова Малакка представляет собой пример побережья, где отчетливо заметен переход от позднеголоценового выдвигания к современному отступанию.

Северное побережье Явы имеет участки крутых абразионных берегов и участки, окаймленные мангровой растительностью. Выдвигание берегов происходит в заливах. Острова к востоку от Явы характеризуются крутыми берегами, часто окаймленными коралловыми рифами или мангровыми болотами.

Южные берега Калимантана дельтовые и заболоченные, часть из них выдвигается.

Индонезия включает свыше 13 700 островов с расчлененной береговой линией длиной свыше 60 тыс. км. Важной особенностью развития берегов представляется обилие вулканического материала и быстрое выдвигание дельтовых берегов. Так, дельта р. Джамби на Суматре за последнее столетие выдвинулась на 7,5 км, а голоценовые береговые валы находятся в 150 км от берега моря.

**Берега Австралии.** На восточном побережье Квинсленда есть чередующиеся участки крутых берегов и песчаных пляжей, в основном отступающих. В северной части провинции приток речных осадков служит причиной выдвигания берегов вблизи устьев. Выдвигания наблюдаются на косах и аккумулятивных выступях, но даже в пределах дельт имеются секторы размыва.

На побережье Нового Южного Уэльса установлено небольшое отступление на абразионных участках и размыв песчаных берегов в заливах. Выдвигание берегов в основном ограничивалось районами действия инженерных сооружений.

Размыв преваляровал на берегах Австралии в течение минувшего столетия, включая аккумулятивные участки, созданные в позднем голоцене (Bird, 1976).

## 10.12. Полезные ископаемые

Комплексные титаноциркониевые россыпи по составу сырья не имеют аналогов среди других генетических типов месторождений на суше. Наиболее крупными месторождениями этого типа располагает Австралия. Вдоль восточного побережья материка тянется полоса длиной более 1 000 км плейстоцен-голоценовых террас, пересыпей, лагун, дюн, отмелей, баров, пляжей, содержащих продуктивные тела длиной до 150—200 м, шириной 10—15 м, мощностью до 1—2 м (рис. 10.15). Подводные россыпи прослежены в море до глубин 25 м при удалении от берега на 2—3 км. Основные минералы россыпей — ильменит, рутил, циркон. В наиболее богатых россыпях, преимущественно отработанных, концентрация рудных минералов составляет от 40 до 80 % по массе. Пляжевые и донные россыпи известны также на юго-западном побережье Австралии.

Промышленные запасы тяжелых минералов в Австралии в 1994 г. составляли: ильменита 67,6, рутила 9,4, циркона 11,5, монацита менее 0,3 млн т.

Тихоокеанский мегапояс характеризуется полиминеральной специализацией и включает пять поясов ПШР и пять зон шельфового россыпеобразования. Наиболее крупный (длиной более 6 000 км) и богатый ПШР — Северокордильерский с золотоплатиновыми и оловоносными районами и концентрациями титана, циркония, железа и редких земель. Интересен полиминеральный Восточно-Австралийский ПШР с уникальными россыпями ильменит-рутил-циркон-монацитового состава, касситерита, золота, платины.

В состав Тихоокеанского мегапояса входят области, перспективные на обнаружение россыпной оловоносности (шельфы Южно-Китайского моря, Тонкинского залива, Японского и Андаманского, Тиморского, Кораллова, Тасманова морей) и алмазоносности (моря Сулу, Яванское, Андаманское, Кораллово, Тасманово).

В целом Тихоокеанский мегапояс содержит около 80 % всех олово- и золотоносных районов (из всех россыпей шельфов мира), 43 % районов с россыпями «черных» минералов и практически все платино- и хромитонносные районы. Для Атлантического мегапояса и Индийского океана суммарные цифры таковы: алмазы 100 % районов; олово и золото — 6 %; минералы титана, циркония, железа и редких земель — 42 %.

На побережье Японии распространены преимущественно россыпи магнетита и титаномагнетита. Магнетитовые, титаномагнетитовые, иногда хромитовые и золотые россыпи известны на побережьях и шельфе Филиппин, Фиджи, Новых Гебрид.

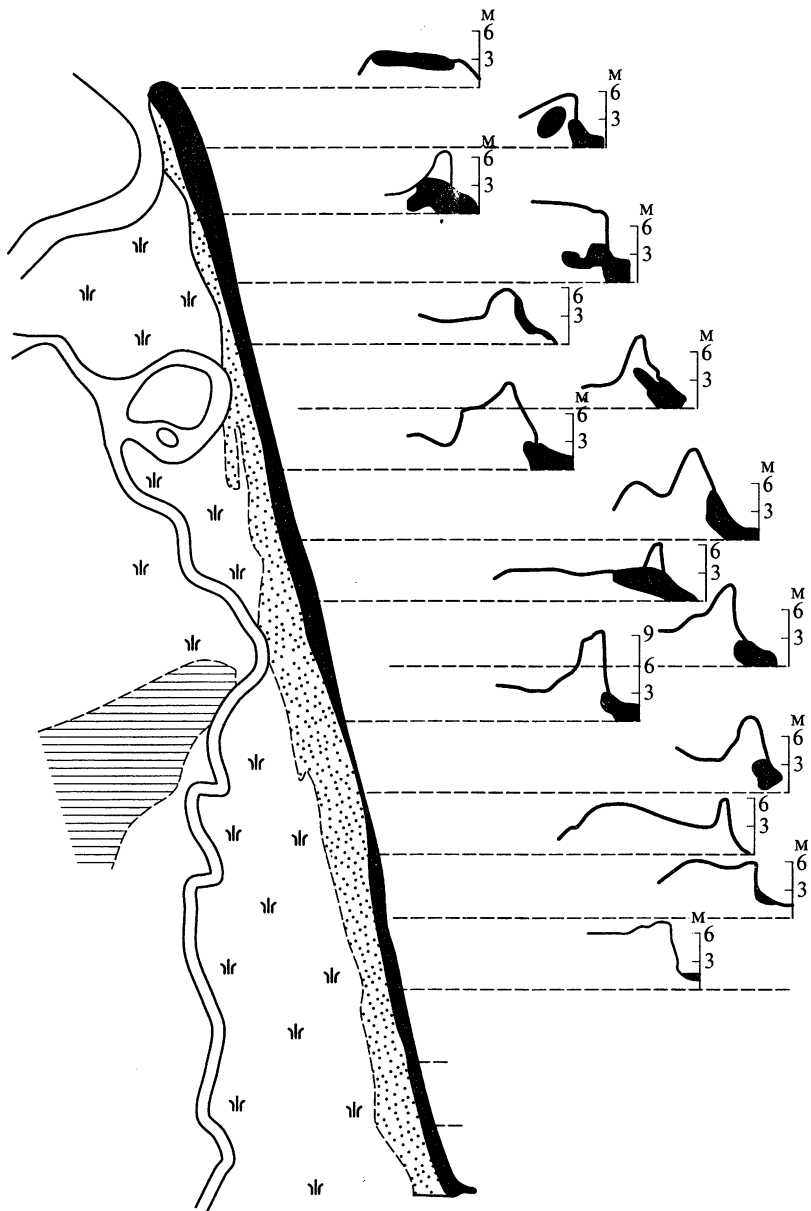


Рис. 10.15. Строение россыпи на восточном побережье Австралии (из Gardner, 1955).  
 Россыпи показаны черной заливкой

Ценные титаноциркониевые россыпи имеются на побережьях Шаньдунского и Ляодунского полуостровов.

Комплексные россыпи ильменита и магнетита с цирконом, рутилом, золотом, платиной, монацитом, ураноторитом, иногда хромитом располагаются вдоль западного побережья Северной Америки. Промышленное значение имеют россыпи золота в шельфовых областях США, где ресурсы металла составляют примерно

1 500 т. На побережье Аляски располагается Сьюардский золотonosный район с масштабными концентрациями рассеянного золота. Коренные источники вероятно связаны с проявлениями мезозойской магматической деятельности. Мощность золотonosных пластов от 0,3—1 до 4—5 м, ширина от 1—3 до 25—30 м, содержание золота от долей грамма до 100—200 г/м<sup>3</sup>; имеются прослои с содержаниями до 1 кг/м<sup>3</sup>.

Единственное морское месторождение платины — позднеплейстоценовая россыпь в зал. Гудньюз на западе Аляски, имеющая аллювиальное происхождение. Мощность продуктивного пласта 0,6—2 м, протяженность около 100 м, содержание платины 10—25 г/м<sup>3</sup>. Запасы россыпи оценены в 75—150 т. В извлеченных 20 т концентрата содержалось платины 82 %, иридия 11 %, золота 2,2 %, осмия 2 %, а также родий, рутений и палладий. Аналогично расположение морской россыпи платины в устье р. Салмон и других районах.

### 11.1. Географическое положение, орография

Южный океан широким водным кольцом окружает Антарктиду и подходит на своих северных границах к берегам Африки, Австралии, Новой Зеландии и Америки. Самая южная точка границы — мыс Горн на архипелаге Огненная Земля — находится на широте Москвы ( $56^\circ$  широты). Воды открытого океана, как и воздушные массы, охвачены движением на восток и образуют многоструйное и самое большое течение Мирового океана — *Циркумполярное течение*. Уникальна ширина этого течения — почти 3 тыс. км (с трехкратным сужением в проливе Дрейка) и глубина, достигающая 4 км. Движущая сила течения — градиент давления, вызванный редким по масштабу падением высоты уровня океана с севера к югу. Происхождение этого феномена лежит в климатических условиях над океаном, которые будут рассмотрены ниже. Название течения претерпело эволюцию, отражающую этапы понимания его природы и географической зональности.

Над водами океана господствуют сильные западные ветры, давшие разным широтам названия: «ревушие сороковые», «неистовые пятидесятые» и «пронзительные шестидесятые». Приток энергии от ветра к восточному течению очень велик (в среднем около  $15 \text{ мВат/м}^2$ ) и уступает только притоку энергии ветра к Южному пассатному течению Тихого океана (около  $30 \text{ мВат/м}^2$  по картам R. Scott, Y. Xu, 2008).

В Южном океане разгоняются волны, способные разбивать иллюминаторы и деформировать корпуса и надстройки огромных морских судов. Их максимальная инструментально зарегистрированная высота превышает 25 м. Значительно легче переносят встречу с волнами небольшие суда, подчиняющиеся волновому движению подобно поплавкам. Средняя высота значительных волн<sup>1</sup> в зимнее время по трехлетним спутниковым наблюдениям больше 5 м (Tomczak, Godfrey, 1994). Суровость климатических условий Южного океана усугубляется постоянной низкой облачностью с частыми метелями и дождями.

По решению Географического общества СССР (1966), северная граница океана проводится географами по Субтропическому океанскому фронту Южного полушария (рис. XXV цв. вкл., см. рис. XXX цв. вкл.) и таким образом целиком охватывает великое Циркумполярное течение.

Субтропический фронт проявляется в сгущении изотерм на морской поверхности и переходом температуры воды приблизительно от  $10$  до  $15^\circ\text{C}$ . Положение Субтропического фронта, как и других фронтов океана, испытывает сезонные и межгодовые колебания и несколько различается по разным публикациям.

Согласно сравнительному географическому анализу, выполненному участниками антарктических экспедиций (К. К. Марков и др., 1968), значительная часть

<sup>1</sup> Термин «значительные волны» охватывает 1/3 наиболее крупных волн наблюдаемого волнения.

Южного океана входит в состав *умеренного географического пояса* Южного полушария.

На умеренный пояс приходится больше половины площади Южного океана — 38,1 млн км<sup>2</sup>, из 75,7 млн км<sup>2</sup>. Южная часть океана находится в *холодном географическом поясе*, который включает широкую *субантарктическую зону* открытого океана и меньшую по площади прибрежную *антарктическую зону*, где морские льды встречаются круглогодично (рис. XXVI цв. вкл.).

Суровость климатических условий океана определяется не только отрицательными температурами и вечными льдами, но и ветром и волнами. Поэтому проведение антарктической границы близко к берегу Антарктиды воспринимается работниками антарктических экспедиций как определенная несправедливость и порождает попытки объединить субантарктическую и антарктическую морские зоны единым словом Антарктика (или хотя бы использовать названия Северная Антарктика и Южная Антарктика).

В научную англоязычную литературу вошло название *Антарктическое Циркумполярное течение*, *АЦТ*, *Antarctic Circumpolar current*<sup>1</sup>, получившее широкое международное распространение. Определение этого течения как *антарктического* отодвигает границу Антарктики еще дальше — до границы с субтропиками. Согласно планетарной географической зональности, Антарктика не совпадает с Циркумполярным течением, а находится по южную сторону от него.

В 2000 г. Международный геофизический союз (МГС) рекомендовал ввести на картах название Южный океан и провести его границу по 60° ю. ш. Она совпадает с границей действия Международного договора по Антарктике, утвердившего свободу научных исследований и охрану природной среды. Эта широта в Атлантическом океане близка к среднегодовой границе распространения морских льдов. Граница по ней делает Южный океан, как и Северный — Ледовитым. Название Ледовитый Южный океан использовали первая русская антарктическая экспедиция Беллинсгаузена — Лазарева и современные авторы. Однако граница по Субтропическому фронту обладает тем преимуществом, что является *природной* географической границей, целиком охватывающей великое Циркумполярное течение — главный феномен Южного океана.

## 11.2. Климат

Южный океан окружен субтропическим поясом высокого атмосферного давления. На его северной границе — Субтропическом фронте (~40° ю. ш.) — среднегодовое давление равно 1 015 гПа. К югу, до 60—65° ш., давление понижается и достигает значений ниже 990 гПа. Таким образом, основная океанская акватория расположена в планетарной зоне падения давления (рис. 11.1). Далее к югу атмосферное давление повышается, и вокруг Антарктиды образуется барическая ложбина. К ней тяготеют и ее поддерживают многочисленные циклоны, переносимые к востоку.

<sup>1</sup> Название Антарктическое течение было связано с названием Антарктический океан (H. U. Sverdrup et al., 1942. — С. 606)



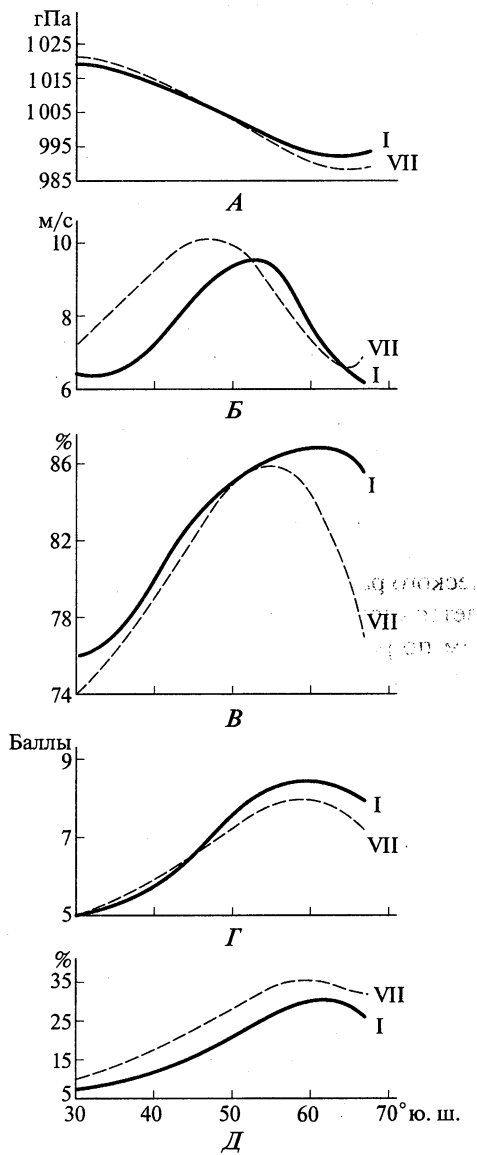


Рис. 11.1. Среднее зональное распределение метеоусловий у поверхности Южного океана в январе (I) и июле (VII) (География Мирового океана, 1985):

A — давление; Б — скорость ветра; B — влажность; Г — облачность; Д — осадки

Солнечная радиация монотонно убывает с удалением от северной границы океана. Это убывание усиливается нарастанием облачности от 40° к 60° ю. ш. примерно от 5,5 до 8,5 баллов. Ближе к материку облачность падает на 1—1,5 балла. Годовой радиационный баланс у 40, 50, 60, 66, 73° ю. ш. составляет 2,9; 1,7; 1,1; 0,4;

Преобладание циклонов характерная черта атмосферной циркуляции Южного океана. Часто они зарождаются на северной и затухают на южной границе океана. Антициклоны менее частое явление, связанное с проникновением на юг отрогов высокого давления. В их тыловой части обычны жестокие штормовые ветры и крупные волны.

Ветер достигает максимальной силы на 45—50° ю. ш., где среднее значение скорости равно зимой 11 м/с и летом 9,5 м/с. К югу и северу ветер постепенно уменьшается. Значительно сильнее изменяется трение ветра о водную поверхность, поскольку оно пропорционально квадрату скорости ветра. Трение меняет направление приземного ветра, отклоняя его от изобар в сторону пониженного давления на 10—20°. Широта максимальной скорости (она же широта максимального трения ветра) служит приблизительной линией раздела акватории океана на две зоны: северную — зону конвергенции дрейфового переноса воды и южную — зону дивергенции дрейфового переноса. В зоне дивергенции происходит понижение уровня из-за того, что отток воды к северу больше ее притока с юга. В зоне конвергенции баланс дрейфового переноса меняет свой знак: скорость ветра уменьшается к северу, приток воды с юга превышает ее отток на север и повышает уровень. Напомним, что полный перенос дрейфового течения перпендикулярен ветру и в Южном полушарии направлен влево от направления приземного ветра, т. е. в Циркумполярном течении приблизительно к северу.

В соответствии со структурой барического поля к югу от 65° ю. ш. преобладающим направлением ветра становится восточное (рис. XXVII цв. вкл.).

$-0,2$  ГДж/м<sup>2</sup>год. Из-за облаков и туманов доля прямой радиации в суммарной на 50° ю. ш. составляет всего 10—15 %. Повторяемость пасмурного состояния неба (облачность 8—10 баллов) в области барической депрессии в течение всего года превышает 80 %, а в теплое полугодие — 90 %.

Тепловой и пресный баланс морской поверхности влияет на уровень океана. Среднее превышение осадков над испарением составляет в 40, 50 и 60° широтах соответственно 24; 51 и 49 см/год. Суммарное воздействие процессов, влияющих на плотность воды, называется *потоком плавучести*, или (при выражении через массу) *вертикальным эффективным потоком массы*.

В Южном океане на формирование поля плотности помимо вертикального потока плавучести влияет горизонтальный вынос на север образовавшегося морского льда, толщина которого значительно превосходит превышение осадков над испарением.

Плотность поверхностных вод неуклонно и сравнительно равномерно по секторам повышается от северных границ океана к берегам Антарктиды. На 40, 50, 60° ю. ш. ее средние значения приблизительно таковы: 1 026,00; 1 026,40 и 1 027,00 кг/м<sup>3</sup>. На 70° ю. ш. в морях Уэдделла и Росса она повышается до 1 027,40 и на 78° в море Росса — до 1 027,60 (Атлас Антарктики, 1966).

Известный в географии закон изостатического равновесия литосферных структур выполняется и в океане, что подтверждается удовлетворительным совпадением рельефа водной поверхности, вычисленным по распределению плотности воды и по спутниковой альтиметрии. Водные, как и атмосферные, массы, обретая повышенную плотность, проседают, понижая уровень.

У берега Антарктиды в районе круглогодичной ветровой полыньи поток плавучести должен иметь резко отрицательные значения, понижающие уровень. Понижать уровень может термическое и соленостное сжатие воды при увеличении плотности, а также гравитационный отток уплотненной воды на промежуточной и придонной глубине на север в сторону вод меньшей плотности.

Карты спутниковой альтиметрии показывают, что область самого низкого уровня Мирового океана примыкает к берегам Антарктиды. Она примерно на 2 м ниже среднего уровня океана.

Температура воды на поверхности океана падает от 15° летом и 12° зимой на его северной границе до температуры замерзания-таяния воды и льда на южной. Температура воздуха в середине лета у побережья материка не превышает 0° (–6° в морях Уэдделла и Росса), на 50° ю. ш. она возрастает до 7° в Индийском и Атлантическом секторах и до 12° — в Тихоокеанском. Зимой в прибрежной зоне средняя температура воздуха понижается до –20° (в морях Уэдделла и Росса до –30°). Севернее 50° ю. ш. температура остается положительной и равной 2—3° в Атлантическом и Индийском секторах и 6—7° — в Тихоокеанском (рис. 11.2).

Существенное влияние на климат океана оказывают морские льды. Внутригодовая изменчивость льдов необычайно велика. Количество стаивающего за год льда превышает 17 тыс. км<sup>3</sup>. Объем морского льда уменьшается от зимы к лету на 15 тыс. км<sup>3</sup>. К этому добавляется стаивание более 2 тыс. км<sup>3</sup> материкового льда в основном в виде айсбергов. Таяние одного объема льда поглощает тепло, достаточное для охлаждения на 1 градус 80 объемов воды.

При закрытии зеркала воды дрейфующими льдами температура воздуха может резко понизиться: на севере моря Уэдделла минимумы достигают –40°, а вблизи побережья Антарктиды –50°. Вдоль ледниковых барьеров морей Росса и Уэдделла,

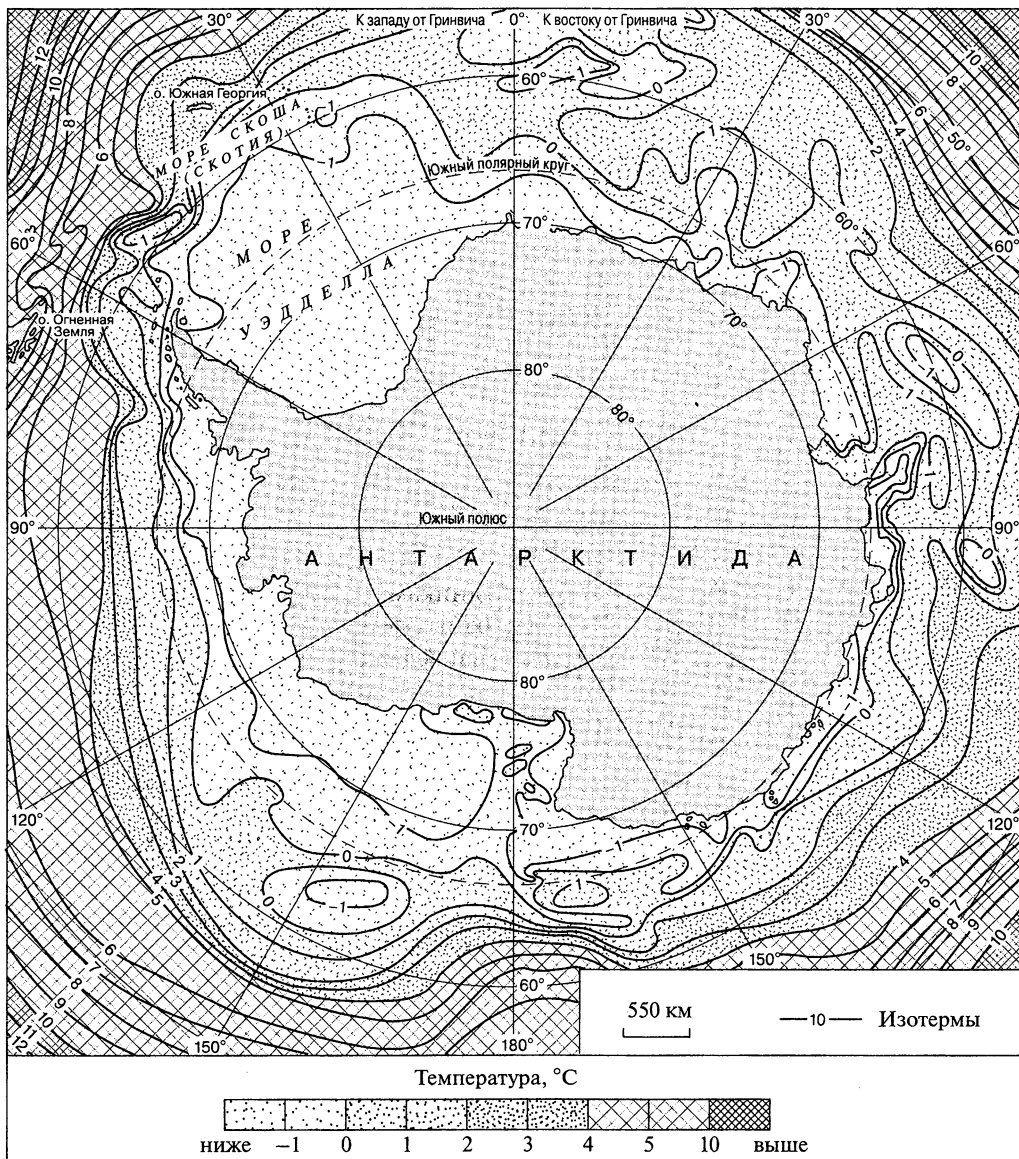


Рис. 11.2. Температура воды в летний период (Атлас океанов. — Т. 6, 2005)

где нет адиабатического нагревания воздуха, стекающего с высокогорных плато, температура может падать ниже  $-50^{\circ}$ .

В зоне умеренного климата, лежащей между субтропическим фронтом на севере и антарктическим фронтом на юге, средние месячные температуры воздуха в течение всего года положительные: зимой  $5 - 12^{\circ}$ , летом  $10 - 18^{\circ}$ . По атмосферной циркуляции — это переходная зона между кольцом субтропических антициклонов и штормовыми  $50^{\circ}$  широтами.

### 11.3. Ледники, айсберги и морские льды

Южный океан — *океан айсбергов*. Область их дрейфа простирается на 1 600 км севернее границы распространения морского льда. Наиболее далеко на север айсберги уходят в Атлантическом секторе — до 42° ю. ш., наименее в Тихоокеанском — до 56° ю. ш. Вероятность встречи с айсбергами особенно велика в границах Антарктического Полярного фронта — южнее 50° ю. ш. в Атлантическом секторе и 60° ю. в Тихоокеанском.

Айсберги — источник опасности для мореплавания, но они же образуют укрытия для судов от штормовых волн и ветра, служат местами отдыха и пристанищем для летающих птиц, убежищем от морских хищников для пингвинов (рис. 11.3), местом, где киты избавляются от кожных паразитов. На припае под защитой айсбергов зимуют и выводят птенцов многотысячные колонии императорских пингвинов. Ватерлинии айсбергов часто окрашены планктоном. Плоские айсберги в океане могут служить местом посадки лыжных самолетов и выполнения океанографических работ с припая, который бывает у айсбергов, особенно в зимнее время.

Около половины (~45 %) береговой черты Антарктиды, протянувшейся почти на 30 тыс. км, образовано шельфовыми ледниками. Приблизительно 10 % береговой черты приходится на окончания выводных ледников, стекающих в океан по подледным долинам, 37 % — на материковый ледяной барьер и 8 % — на выходы коренных скальных пород (География Мирового океана, 1985). Из оценок протяженности разного типа ледяных берегов Антарктиды и скорости движения льда можно подсчитать, что около 60 % айсбергов откалываются от шельфовых ледников, 25 % от выводных ледников и 15 % от материкового ледяного барьера.

**Шельфовые ледники** — природное явление, встречающееся почти исключительно у берегов Антарктического континента. По определению К. К. Маркова, «шельфовые ледники — это свободно плавающие ледниковые щиты, иногда имеющие опору в виде мелей и островов» (К. К. Марков, 1968. — С. 255). Толщина их достигает многих сотен метров и уменьшается к мористому краю. Их лед растекается по водной поверхности от берега к морю со скоростью порядка 300 м в год. Это примерно втрое большая скорость, чем у ледяного покрова континента, и вдвое меньшая, чем у выводных ледников. Движение сопровождается обтеканием препятствий в виде мелей и островов и образованием зоны приливных трещин (иногда сквозных провалов) на границе со скальными породами материка. Поверхность льда имеет плавные очертания, местами она образует ряды валов вышиной около 10 м, местами обширные понижения, связанные с дефицитом бюджета снежно-ледовой массы. Верхняя часть ледников, до глубины 30—70 м, состоит из снега и фирна.

Климатической особенностью больших шельфовых ледников являются крайне низкие температуры воздуха с экстремальными значениями ниже -50 и -60°. К. К. Марков объясняет это приземной температурной инверсией, развивающейся из-за отсутствия стоковых ветров на равнинных просторах шельфовых ледников.

Массовый бюджет шельфовых ледников состоит из притока льда с континента, нарастания (местами таяния) льда снизу на границе с морской водой, отделения айсбергов, нарастания (местами убыли) снежно-фирновой массы на границе с атмосферой за счет осадков и испарения. Российский географ К. К. Марков, изучавший шельфовые ледники с моря, воздуха и на их поверхности, пишет:

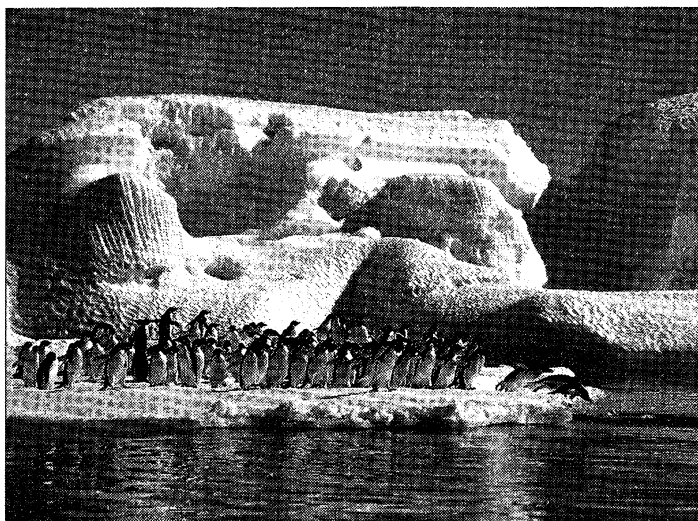


Рис. 11.3. Пингвины на антарктическом айсберге

«Равнины шельфовых ледников едва приподняты над уровнем океана. Высоты в 20 м, даже в 10 м можно считать типичными» (К. К. Марков и др., 1968). Шельфовый ледник Росса имеет наклон поверхности от высоты 150 м на юго-западе до 50—65 м на северо-востоке и до нескольких метров на западе.

Ледник Росса, самый крупный шельфовый ледник, имеет площадь 540 тыс. км<sup>2</sup>, что превышает площадь Черного моря и примерно равно площади Испании. Его сравнивают с ледяным плотом треугольной формы. В глубь материка ледник уходит на 950 км. Длина его ледяного барьера 800 км, высота над водой достигает 50 и 60 м. Толщина льда возрастает при удалении от барьера — от 330 м на 79° ю. ш. до 700 м у южной границы. Ледник принимает потоки льда с континента и нарастает снизу со скоростью до 0,5 м в год за счет намерзания морской воды (Encycl. Britannica, 2006).

Три крупных шельфовых ледника расположены в море Уэдделла. Суммарная протяженность их барьеров вдвое превышает барьер ледника Росса. Совместная площадь ледников Фильдхнера и Ронне, занимающих южную часть моря Уэдделла, составляет 450 км<sup>2</sup>. Средняя высота ледяной поверхности 70 м, толщина льда 500 м. Ледники разделены возвышенностью Беркнер. Лежащий к востоку ледник Фильдхнера уходит в глубь материка на 400 км. Ледник Ронне врезается в Антарктический континент южнее Антарктического полуострова на расстояние 840 км в направлении моря Беллингаузена. Его площадь приблизительно вдвое больше ледника Фильдхнера (рис. XXVIII цв. вкл.).

Ледник Ларсена примыкает к Антарктическому полуострову с востока и доходит на севере до 64° ю. ш. Его площадь около 80 км<sup>2</sup>, очертания неустойчивы из-за откалывания обширных ледяных полей. В основу льда входит значительная доля многолетнего пака, нанесенного течениями и ветром. Он рождает обильные айсберговые скопления высотой от 12 м и выше, хорошо знакомые промысловым судам.

Шельфовый ледник Лазарева, расположенный у восточной границы Атлантического сектора Антарктиды, был впервые описан экспедицией Беллингаузе-

на — Лазарева 17 февраля 1820 г.: «Льды к SSW примыкаются ко льду гористому, твердо стоящему; закраины оного были перпендикулярны и образовали заливы, а поверхность возвышалась отлого к югу, на расстояние, пределов которого мы не могли видеть с салинга» (Беллинсгаузен, 1949. — С. 118). Название леднику дала другая российская экспедиция, построившая в толще его льда зимовочную станцию Лазаревская (1959—1960 гг., 70° ю., 13° в.). Толщина этого ледника 150—180 м, высота барьера 20—40 м, длина и ширина 80 и 100 км. До глубины 35 м ледник сложен снегом и фирном. При сильном ветре зимовщики регистрировали циркуляцию воздуха в пористой снежно-фирновой толще ледника на глубине до 15 м. На глубине 42 м (18 м ниже уровня моря) в скважины станции, удаленной от барьера на 1 300 м, из льда вытекал рассол, имевший температуру -13 °С (Л. Н. Дубровин, 1966).

**Айсберги** шельфовых и выводных ледников резко отличаются до своего разрушения, которое всем им придает горообразную форму. *Шельфовые айсберги* имеют почти ровную поверхность и мало изрезанные боковые грани. Их называют *столовыми айсбергами*. Самый большой айсберг был измерен в Антарктике с ледокола США «Глесьер» в 1956 г. Он имел длину 333 км и ширину 100 км.

В 1958 г. авиаразведка с обсерватории «Мирный» обнаружила столовый айсберг длиной 90 км, шириной 30 км и высотой 40 м. На его поверхности были широкие трещины, напоминающие каньоны, заполненные реками сыпучего снега, и утесы из взломанных пластов льда. Его бухты были покрыты припаем с навешанными ледниками.

Крупные столовые айсберги во время дрейфа могут распадаться на массу отдельных блоков. Их группировку на границе моря Росса впервые встретил и описал в 1908 г. Шеклтон. Айсберги имели столовую форму и высоту 40 м. Следы выветривания отсутствовали, расстояние до ледяного барьера было 1 220 км. Шеклтон шел через это скопление 150 км и назвал его «ледяным городом».

В море Уэдделла, на берега которого выходят самые протяженные барьеры шельфовых ледников, «ледяные города» встречались российским судам неоднократно. Разные стадии их образования и эволюции были сфотографированы научной группой промысловой флотилии «Слава» (В. Л. Лебедев, 1957; V. L. Lebedev, 1959, 1965). В разводья между одинаковыми по высоте и длине айсбергами уходили киты и проникали китобойные суда. Ледяные проходы встречали моряков туманом и тишиной, неожиданной для бурных широт океана.

Разрушение айсбергов происходит с образованием волноприбойной террасы. Ее подводная часть, глубиной многократно превышающая высоту айсберга, всплывает. Появляется и возрастает наклон поверхности. Всплывший выступ защищает свою сторону айсберга от волн. Айсберг разворачивается к волнам другой гранью. Процесс разрушения продолжается. Подводная ширина айсбергов больше надводной. Лед айсбергов содержит разрывы и пузырьки воздуха до 15 % объема. Отношение высоты айсберга к осадке у айсбергов столовой формы равно 1:7, округлых 1:4, пирамидальных 1:3.

Поверхность айсбергов, рожденных выводными глетчерами, бывает выгнутой к центру, *неровной*, с зубчатыми выступами. В плане форма таких айсбергов овальная. Их облик формируется в теле текущего глетчера, поверхность которого под действием бокового сжатия растрескивается на отдельные выпуклые блоки, иногда похожие на аэрофотоснимках на батоны нарезного хлеба. Такие айсберги называют *зубчатыми* и *глетчерными*. Их горизонтальные размеры не так вели-

ки (сотни метров), но высота может значительно превосходить высоту столовых айсбергов. Лед имеет голубой оттенок, его твердые обломки представляют опасность для судов. Они дрейфуют быстрее айсберга и вытягиваются полосой с его *подветренной* стороны.

Кроме этих двух типов айсберги рождаются от материкового барьера покровного оледенения. Они могут быть весьма разнообразны по размерам, форме и цвету, зависящему от минеральных включений.

Численность айсбергов максимальна у берегов. По подсчетам В. Х. Буйницкого (1973), она уменьшается с удалением от берега в среднем по экспоненциальному закону. Общий объем ледникового стока оценивается в 2 200 км<sup>3</sup>/год. Примерно 75 % приходится на айсберги. Этого достаточно для образования 550 тыс. айсбергов объемом ~3 млн м<sup>3</sup> (200 × 100 × 150 м). Средняя продолжительность жизни антарктических айсбергов 4—6 лет, поэтому суммарное число айсбергов в океане значительно больше их годового сброса.

Выделяется несколько зон движения айсбергов: зона прибрежного дрейфа на запад в прибрежном западном течении, три зоны выноса айсбергов на север — западно-атлантическая (50—60° з. д.), центрально-индийская (95—110° в. д.) и западно-тихоокеанская (160—180° з. д.), а также зона восточного Циркумплярного течения.

Скорость движения айсбергов зависит от ветра и течений и составляет 5—35 см/с. Они отклоняются от направления ветра под действием силы Кориолиса на 30—50°, а после прекращения ветра продолжают движение по кругу инерции (Budinger, 2006).

Плавающее положение шельфовых барьеров облегчает вынос в океан оторвавшихся айсбергов. Труднее покинуть прибрежную зону айсбергам выводных ледников. Они образуют большие прибрежные скопления и могут находиться у берега по много лет, зимой скованные припаем, а летом переносимые приливами с места на место. Процессы разрушения создают на крупных глетчерных айсбергах необычно красивые ландшафты, имеющие эстетическую ценность для зимовщиков.

**Морские льды** Антарктики образуют пространственно-временную систему с закономерно меняющимися при удалении от берега контрастными структурами. Зимой система наиболее развита. У берега лежит полоса припая смерзшегося с дном и берегом — пологая или крутая *подошва припая*. Она отделена от припая сквозной трещиной и остается неподвижной во время приливных изменений уровня. Трещина имеет экологическое значение — местами и временами она открывает выход из воды на припай тюленям. В часы отлива подошва припая образует отвесную ледяную стенку, обращенную к морю и препятствующую входу людей, транспорта и животных с припая на материк. За подошвой лежит полоса припая шириной несколько десятков километров. В отдельных местах берега припая может быть многолетним и достигать многометровой толщины. В большинстве случаев он разрушается к концу лета и имеет толщину от 2 м у берега до 1 м и меньше у мористого края. Из-за господства ветров с материка поверхность припая бывает ровной, обычно со снежным покровом. В отдельные периоды снег снимается испарением, и поверхность льда бывает идеально гладкой. Мористый край припая омывается полосой открытой воды, составляющей часть *заприпайной полыньи*. В морозную погоду ширина водного зеркала не превышает сотен метров. За открытой водой идет область молодого льда, легко проходимого судами. По воздушным наблюдениям зона полыньи (включая чистую воду и молодой лед)

прослеживается почти вокруг всего материка Антарктиды и имеет в разное время года ширину 10—30 км.

На полярной льдине происходит интенсивная передача тепла океана атмосфере и быстрое образование льда в виде ледяных игл, образующих ледяное сало, полосы которого вытягиваются в сторону моря, густеют и переходят в первую форму льда — гибкий и прозрачный *темный нилас*. Сотни метров темного и затем светлого ниласа сменяются все более зрелыми, светлыми и хрупкими стадиями *битого льда* открытого моря.

Заприпайная полярная льдина — важное звено прибрежной географической системы, место интенсивных физических и биологических процессов. Суммарное количество льда, сносимого с открытого пространства полярной льдины, рассчитывается по величине теплоотдачи и соответствует толщине ледяного покрова в 10, 20 м и более (например, у шельфового ледника Лазарева — 26 м). Поскольку в кристаллы льда переходит только чистая вода, образование ледяного сала приводит к увеличению солености и плотности оставшейся воды и вызывает ее погружение, плотностную конвекцию с важными последствиями для аэрации и циркуляции морских вод. В полярной льдине и вокруг нее происходит развитие разных форм жизни от обильного планктона и бентоса до млекопитающих.

Морские льды Южного океана максимально развиты в сентябре — октябре, когда их площадь достигает 20 млн км<sup>2</sup>, средняя сплоченность 7,6 баллов, толщина 1,3 м и масса  $17,2 \cdot 10^{12}$  т. Их минимальная площадь бывает в феврале 5 млн км<sup>2</sup>, при средней сплоченности 6 баллов и массе  $2 \cdot 10^{12}$  т. Средняя граница их распространения лежит на 600 км южнее Антарктического Полярного фронта.

## 11.4. Водные массы

В Южном океане образуются водные массы более плотные, чем воды, расположенные севернее Субтропического фронта. Плотность воды почти монотонно увеличивается от северных к южным границам океана. Это происходит на поверхности и на глубинных горизонтах. Небольшие по площади исключения проявляются у берега, в связи с таянием скоплений льда и жидким береговым стоком.

Повышение плотности к югу вызывает две реакции, необходимые для равновесия системы. Во-первых, между соседними объемами океанской воды происходит взаимодействие по принципу сообщающихся сосудов — уровень тяжелой воды понижается, выравнивая давление у дна. Так может возникать наклон уровня океана с севера на юг за счет проседания и оттока к северу тяжелых вод. Во-вторых, это поверхностное течение на восток, вызванное наклоном уровня и уравновешивающее наклон благодаря силе Кориолиса (рис. 11.4).

Еще одна причина наклона уровня — ветровой перенос воды. Но один ветер не создает наблюдаемой картины течений. Математическое моделирование показало, что если бы океан имел постоянную и однородную плотность и поэтому его уровень и скорость течений зависели только от ветра, то средний расход Циркумполярного течения составил бы 20 % от расхода, получаемого по полной модели, учитывающей изменения плотности (Ю.А. Иванов, В.Л. Лебедев, 2003). Таким образом, главной причиной Циркумполярного течения является поле плотности, определяемое теплом и массообменом с атмосферой. Название «Те-



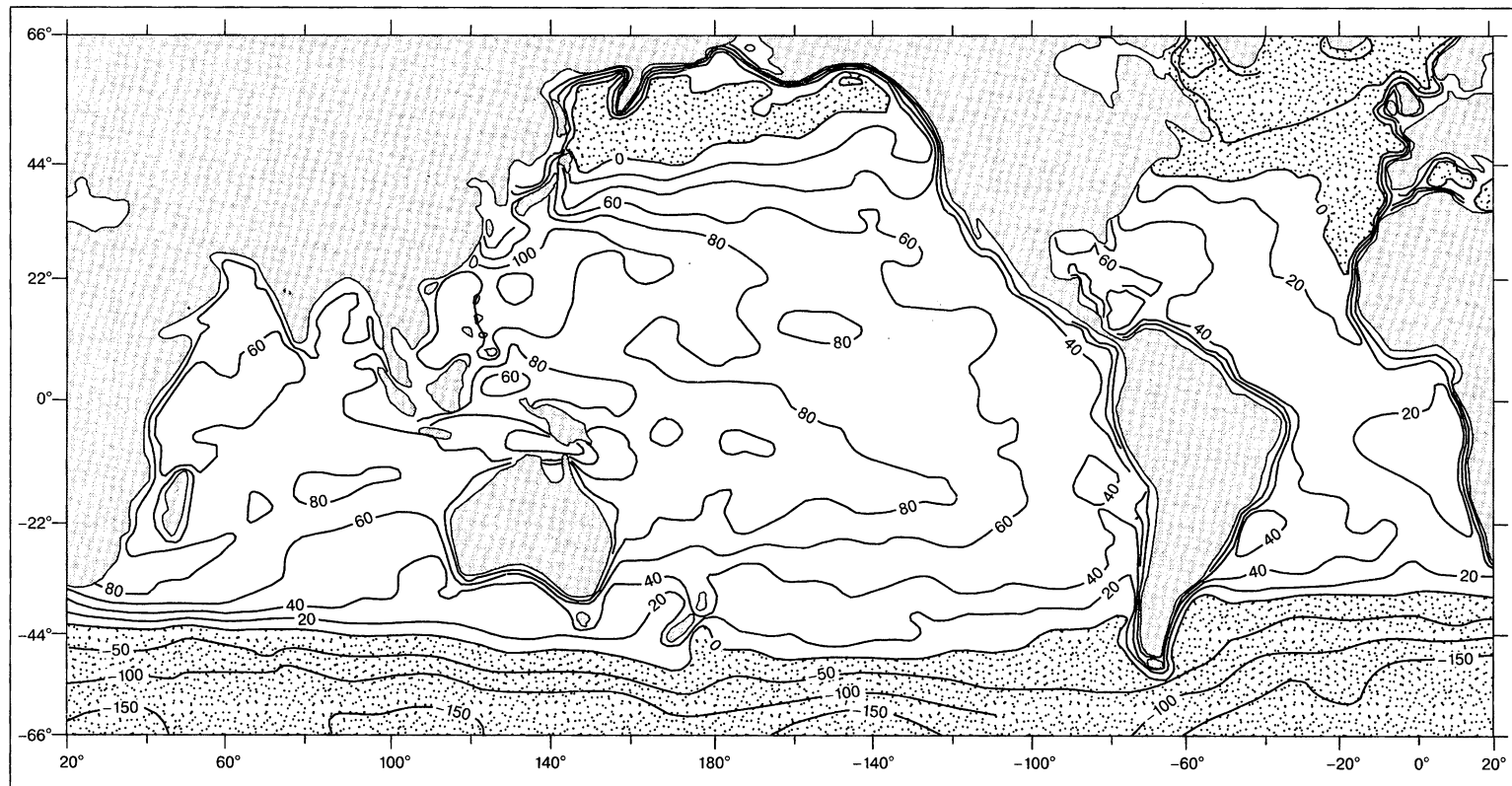


Рис. 11.4. Топография водной поверхности океана (см) по альтиметрическим данным Торех/Poseidon за 1992 — 1999 гг. (из R. H. Stewart, 2004)

чение Западных ветров» не отражает главную причину течений и в современной литературе не используется.

Структура водных масс океана открывается на меридиональных глубинных разрезах температуры, солености, кислорода и потенциальной (не учитывающей сжатия глубинных вод) плотности. Такие разрезы представлены в главах по Атлантическому и Тихому океанам. На рис. 11.5 показано распределение водных масс в Индийском секторе по 97° меридиану, восточнее обсерватории «Мирный» (66° 33' ю., 93° в.).

Структура водных масс многослойна, в ней присутствуют поверхностные, промежуточные, глубинные и придонные воды. Большое значение для структурной композиции имеют океанские фронты СТФ и АПФ, а также антарктическая дивергенция (АД) — зона раздела западных и восточных ветров, восточного Циркумполярного и Западного прибрежного течений. Севернее АД сила Кориолиса отклоняет воды к северу, южнее АД — к югу. Происходит раздвижение поверхностных вод и вызванный этим подъем глубинных. Зоны фронтов, АПФ и СТФ это зоны конвергенции и погружения вод (в их названиях слово «фронт» часто заменяют словом «конвергенция»).

Поверхностные воды закономерно меняют свои характеристики с широтой места и временем года. Ближе всего к материку расположены шельфовые воды. Летом их соленость понижается при таянии льдов, зимой повышается при образовании льда, особенно интенсивно на антарктической заприпайной полынье в полосе открытой воды и в зоне тонкого льда. Часть осолонившихся вод погружается по материковому склону и образует смесь с циркумполярными глубинными водами. Местами эта обогащенная кислородом смесь служит источником антарктических придонных вод. Наиболее интенсивно образование этих вод происходит вблизи шельфовых ледников у западного и южного берегов моря Уэдделла. Материковые

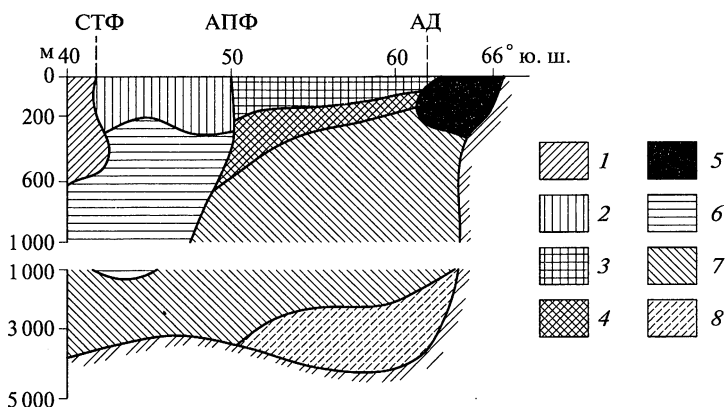


Рис. 11.5. Распределение водных масс на разрезе по 87° в.д. в летнее время (География Мирового океана, 1985).

*Водные массы:* 1 — субтропическая (СтПВ); 2 — поверхностная субантарктическая умеренной зоны (САПВ); 3 — летняя поверхностная антарктическая субантарктической зоны (АПВ); 4 — холодный промежуточный слой (ХПС); 5 — антарктическая шельфовая (АШВ); 6 — антарктическая промежуточная (АПрВ); 7 — циркумполярная глубинная (ЦГВ); 8 — антарктическая придонная (АДВ). *Фронты:* СТФ — субтропический, АПФ — антарктический полярный; АД — антарктическая дивергенция

склоны этих берегов испещрены каньонами, под шельфовый ледник Фильхнера уходит трог Фильхнера глубиной 1 200 м.

Вторым по значению источником образования придонных вод служит море Росса вблизи шельфового ледника Росса. Есть также очаги образования придонных вод в Индийском секторе у  $30^\circ$  и  $140^\circ$  в.д.

Часть шельфовых вод, недостаточно осолонившихся для погружения, образует подповерхностный слой, выступающий к северу за границу шельфа. Он переходит в холодный промежуточный слой зимних поверхностных вод субантарктической зоны. В зоне АПФ происходит погружение поверхностных вод, их гравитационное сползание по наклонной границе с глубинными водами и переход в область антарктических промежуточных вод.

Важнейшее условие для образования придонных вод — достаточно высокий уровень солености на поверхности океана. У берегов Антарктиды выделяются два очага повышенной солености на поверхности: один у западного берега моря Уэдделла, другой у западного берега моря Росса (рис. XXIX цв. вкл.).

Наибольший объем в водах Южного океана занимает циркумполярная глубинная водная масса, трансформировавшаяся из северной атлантической. Огромное значение в вентилиации глубин океана и его тепловом балансе имеет антарктическая придонная водная масса.

Все водные массы, кроме шельфовой, охвачены восточным переносом и все, кроме глубинной, имеют северную составляющую скорости. Объем образования и оттока Антарктических придонных вод оценивается в 2,5—5 Св, пополнение Циркумполярного течения Северо-Атлантическими глубинными водами — в 15 Св. Разница водного бюджета покрывается за счет поверхностных антарктических вод, превращающихся в зоне Антарктического полярного фронта в промежуточные и уходящие далеко на север за экватор.

## 11.5. Течения

Воды Южного океана в умеренных и субполярных широтах охвачены восточным циркумполярным течением, которое простирается до дна (3—4 км). В нем выделяются струи с повышенной скоростью, связанные с Субантарктическим, Антарктическим Полярным фронтами. Выделяется также Южная струя, примыкающая к материковому склону и склонам подводных поднятий.

Скорость течения находится в пределах 10—20 см/с, на фронтальных участках она повышается до 50 см/с и более. Характерно образование вихрей, преимущественно циклонического знака. Вихревые структуры проникают на глубину до 2 500 м и имеют большое значение в меридиональном переносе тепла (Tomczak, Gjdfrey, 1994; Кошляков, Тараканов, 2006).

Основной перенос вод приходится на  $40—50^\circ$  широты. Расход и структура течения лучше всего изучены в проливе Дрейка. Многолетняя регистрация скорости (1977—1982 гг., 24 заякоренных буя с 91 измерителем скорости) дали средний расход течения 125 Св. с колебаниями 95—158 Св (R. Stewart, 2004).

Причина воздушного и водного движения на восток состоит в уменьшении к югу толщины тропосферы и высоты уровня океанской поверхности. Одна из причин того и другого — широтные изменения теплового баланса.

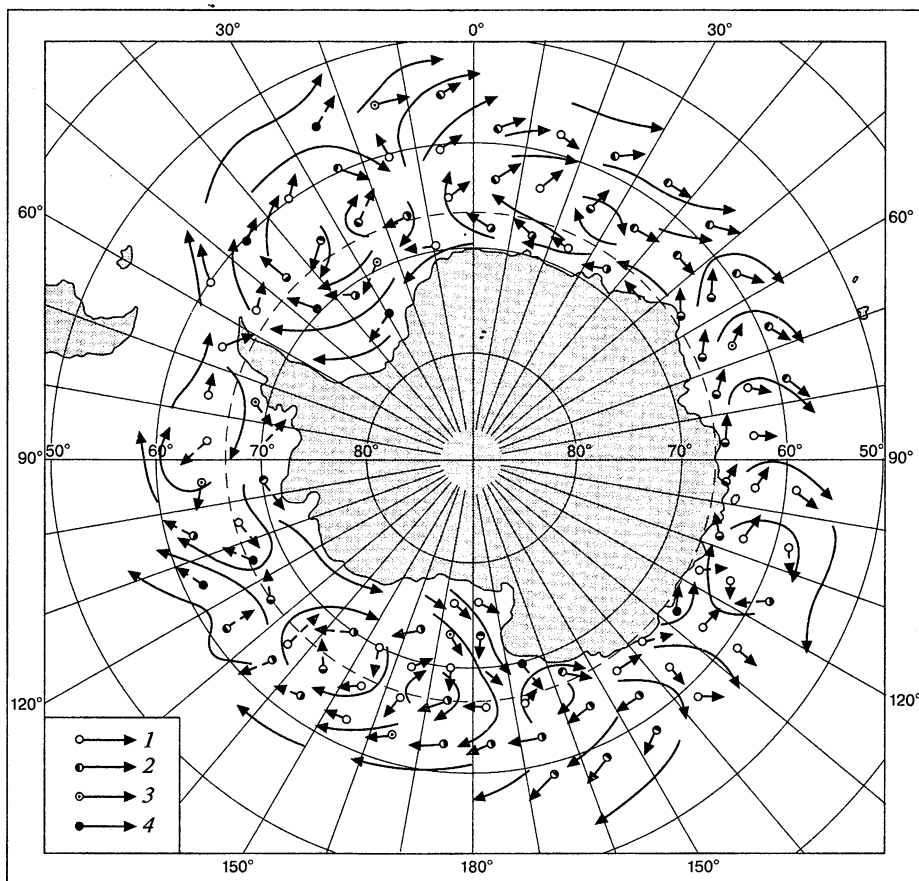


Рис. 11.6. Отражение западного и восточного поверхностных течений в дрейфе морских льдов (География Мирового океана, 1985):

1—4 — скорости дрейфа, см/с (1 — 1—5; 2 — 5—10; 3 — 10—15; 4 — 15—20)

Под влиянием искривлений береговой линии и рельефа дна в течении образуются круговороты и возникают ответвления. Вблизи берега Антарктиды господствует восточный ветер. Он создает Западное течение прибрежной зоны. Хорошим индикатором течений являются траектории дрейфующих буев и морских льдов (рис. 11.6).

В 2003 и 2005 гг. судами Российской академии наук (ИОРАН) были выполнены океанографические разрезы через пролив Дрейка, которые совместно со спутниковой альтиметрией позволили получить картину абсолютных значений нормальной к разрезам геострофической скорости Циркумполярного течения. Эти результаты дают убедительное доказательство тому, что Циркумполярное течение, как и другие течения Мирового океана, сопровождается глубинными противотечениями (рис. XXX цв. вкл.).

Суммарные расходы течения оказались равными 148 Св (2003 г.) и 158 Св (2005 г.). Расходы противотечений невихревого происхождения были равны 3 и 10 Св.

## 11.6. Зоны подъема и погружения вод

Область Южного океана от северных границ (~40° ю.) до Антарктической дивергенции (~65° ю.) охвачена круглогодичным воздействием западных ветров. Скорость ветра максимальна в полосе 45—50° ш. и уменьшается на юг и на север. В этих широтах интегральный по глубине дрейфовый (экмановский) перенос воды из-за силы Кориолиса направлен на север. В результате создается значительный по объему (до ~15 Св) суммарный вынос поверхностных вод на север за пределы 50° параллели океана. Это вызывает компенсационный подток к поверхности глубинных вод. Величина подтока соразмерна скорости расхождения поверхностных вод, их дивергенции, вызванной пространственными различиями скорости.

Скорость меридионального переноса пропорциональна квадрату скорости ветра, поэтому к югу от зоны максимального ветра возникает широкая область дивергенции и вызванного дивергенцией подъема глубинных вод, приходящих в Атлантический сектор с севера. Это дивергенция однонаправленного движения на север. В полосе Антарктической дивергенции (АД) расхождение вод усиливается тем, что соседние воды движутся в противоположные стороны. Полоса АД заполнена циклоническими круговоротами, в которых происходит поворот ветра и течений на противоположное направление, что создает условие для усиления дивергенции. Антарктическая дивергенция уникальна по масштабам подъема вод. Она поднимает глубинные воды с горизонта 1 500 м на глубину 150 м и прослеживается по крутому наклону изолиний повышенной солености.

К северу от зоны максимальных ветров скорость дрейфового переноса воды падает и начинается область конвергенции, возникают полосы сжатия полей температуры, плотности и уровня. В этих местах скорости восточного течения возрастают местами до 1 м/с. Процессы конвергенции вызывают погружение поверхностных вод с последующим их оттоком на север от Антарктического Полярного фронта в виде *Промежуточной антарктической водной массы*. О стекании *шельфовых вод* по материковому склону при образовании *Антарктической придонной водной массы* см. выше.

## 11.7. Волны и приливы

Устойчивые по направлению, сильные и охватывающие обширную акваторию ветры Южного океана создают самые большие волны, с которыми приходится встречаться морским судам. По расчетам и наблюдениям область самых высоких волн находится в Индоокеанском секторе Южного океана между долготой российских антарктических станций «Молодежная» и «Мирный», и ее центр лежит вблизи о-вов Кергелен и Херд (Антарктика. Атлас океанов. — Т. 6. — СПб., 2005). Теоретическая максимальная за год высота волн в этом районе превышает 30 и 35 м, длина 200 м.

Зыбь, расходящаяся от штормов в «ревущих сороковых», пересекает экватор и достигает северных берегов Гвинейского залива. Один из авторов этой книги попал в шторм в Атлантическом секторе Южного океана, при котором ударом волны была смята ходовая рубка на высоте 16 м у флагмана китобойной флотилии «Слава», а другой волной смыта в океан фальш-палуба с помещениями для скота.

В Южном океане преобладает величина приливных колебаний уровня 1—2 м, в море Уэдделла — до 3 м. Значительной высоты, более 7 м, величина прилива бывает на о-ве Огненная Земля. Приливные явления влияют на ледовую обстановку. Они снимают с мели и перемещают айсберги, поднимают и опускают припай, что порождает закономерную серию трещин, окружающих берега и радиально расходящихся от островов.

## 11.8. Моря

В Атласе Антарктики (2005) морями названы 13 акваторий, примыкающих к материку (см. рис. 11.1). Большинство их расположено в прибрежной зоне, где господствует прерывистый водно-воздушный перенос на запад, связанный с циклонами вдольбереговой ложбины атмосферного давления. Наибольшим своеобразием обладают три моря — Скоша, Уэдделла и Росса. Они в разной мере отделены от океана и имеют собственные условия формирования водных масс.

**Море Скоша**, второе по величине море Южного океана, названо в честь судна «Скоша» шотландской национальной антарктической экспедиции 1902—1904 гг. Вильяма Брюса. Это островное океаническое море. Его площадь 1 440 тыс. км<sup>2</sup>, средняя глубина 3 096 м, максимальная 7 756 м, объем 3 861 тыс. км<sup>3</sup>. Границы определены полукруглым изгибом Южно-Антверповского хребта (хребет Скоша), надводные части которого образуют о-ва Южная Георгия, Южные Сандвичевы, Южные Оркнейские и Южные Шетландские. Хребет Скоша создает серьезное препятствие движению на восток глубинной части Циркумполярного течения. Между островами преобладают глубины меньше 2 000 м с отдельными понижениями до 3 000 м. Ложе моря составляет Южно-Антверповскую котловину и на западе оканчивается проливом Дрейка шириной около 1 000 км (вместе с проливом Брансфилд). Расстояние между изобатами 500 м у противоположных берегов пролива равно 780 км. Преобладающая глубина пролива 3—4 тыс. м, максимальная, 5 тыс. м, лежит у материкового склона Антарктиды. На юге сравнительно широкий проход между Южными Оркнейскими и Южными Сандвичевыми о-вами открывают дорогу для вторжения холодных и плодородных вод моря Уэдделла, которые, сталкиваясь с главным потоком, входящим через пролив Дрейка, образуют вторичный температурный фронт.

Северная струя Циркумполярного течения, пройдя пролив Дрейка, резко поворачивает налево и выходит из моря Скоша. Субтропический фронт в этом районе далеко отступает на север. На глубине 300—1 200 м в море поступают и поднимаются северо-атлантические воды повышенной температуры (до 2°) и солености (~ 35 кг/т). Море служит ареной трансформации Циркумполярного течения, интенсивного водообмена и перемешивания, образования температурных контрастов и вертикальных токов, что повышает его биологический потенциал. В циклонических круговоротах развиваются скопления ценного кормового зоопланктона криль и создается большое количество другой биологической продукции, на берегах обитает множество летающих птиц и пингвинов, в водах ведется промысел зоопланктона и рыбы.

Южные Шетландские и Оркнейские о-ва (61° ш.) почти полностью покрыты снегом и льдом, на о-ве Южная Георгия (53° ш.) снеговая линия лежит на высоте 300—400 м. Летом среднемесячная температура воздуха на севере моря 8—9°, на юге — 1—2°, среднемесячная скорость ветра — 9—10 м/с.

**Море Уэдделла** — первое по величине море Южного океана — названо в честь Джеймса Уэдделла, капитана-тюленебоа и исследователя Южных Оркнейских и Южных Шетландских о-вов, который в поисках новых земель прошел в 1823 г. на бриге «Джейн» до  $74^{\circ} 15'$  ю. ш. в море, названном его именем. Это окраинное океаническое море имеет форму большого, сужающегося к югу залива. Оно связано на севере через подводный хребет Скоша с морем Скоша и широко открыто океану на востоке—северо-востоке. Площадь моря 2 910 тыс. км<sup>2</sup>, объем 8 375 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина — 2 878 м, наибольшая — 6 820 м.

Море Уэдделла — океанский накопитель холода. Он поступает в виде растекающихся шельфовых ледников, айсбергов, дрейфующего льда и стекающих по многочисленным каньонам холодных шельфовых вод. Граница моря Уэдделла в районе шельфового ледника Фильхнера приближается к  $78^{\circ}$  ю. ш. и подходит почти также близко к полюсу, как и граница моря Росса. Море продолжается и под ледником, достигая глубины более 1 000 м в трого Фильхнера. В море выходят наибольшие по суммарной протяженности барьеров и объему льда шельфовые ледники. Отделяющаяся от них масса айсбергов составляет предположительно 500 км<sup>3</sup>, а температура льда в ледниках и молодых айсбергах примерно равна  $-10, -20^{\circ}$ .

Накоплению льда и охлаждению воды способствует полузамкнутая циклоническая циркуляция морских вод, причина которой в атмосферном воздействии, орографии берегов и, прежде всего, Антарктического полуострова с подводным хребтом Скоша. Над полуостровом выступает отрог континентального антициклона. К востоку от полуострова над морем Уэдделла и к западу над морем Беллинсгаузена господствуют атмосферные циклоны. Восточный циклон гонит на север вдоль восточного берега полуострова сухой и холодный воздух с юга от шельфовых ледников Ронне и Фильхнера. Испарение и замерзание воды создает очаг осолонения поверхностных вод до значений солености, превышающих 34 кг/т.

Западный циклон несет влажный морской воздух с севера в море Беллинсгаузена вдоль западного берега полуострова. Этот берег оказывается теплее восточного примерно на  $10^{\circ}$ , и вдоль него создается очаг опреснения прибрежных вод до солености меньше 33 кг/т. К. К. Марков провел параллель между берегами Антарктического полуострова и берегами Гренландии, где также благодаря течениям западный берег значительно теплее восточного.

Вдоль северной границы моря Уэдделла нулевая изотерма потенциальной температуры, ограничивающая снизу слой теплых глубинных вод, проходит на глубине 1—1,5 км, и вся нижележащая вода до дна, расположенного на глубине 4,5—5 км, имеет отрицательную температуру. Температурный разрез, построенный вокруг всего материка, показывает, что такое доминирование объемов охлажденных ниже нуля вод не наблюдается в других окраинных водах Антарктиды. При движении на восток нулевая изотерма опускается все ниже и ниже до глубины 2, 3 и 4 км. В море Беллинсгаузена глубинные и придонные воды имеют положительную температуру.

**Море Росса** впервые пересекла британская экспедиция Джеймса Кларка Росса в январе 1841 г. на судах «Эребус» и «Террор», пытаясь достичь южного магнитного полюса. Границу моря проводят от м. Адер, лежащего на северо-восточной оконечности Земли Виктории, которая ограничивает шельфовый ледник Росса на западе, до м. Колбек на п-ове Эдуарда VII, ограничивающем

тот же ледник с востока. Море шельфовое, бассейновое, имеющее небольшое поднятие дна на северной границе. Морские воды далеко уходят под шельфовый ледник. Площадь моря без шельфового ледника равна 440 тыс. км<sup>2</sup>, объем 298 тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина 677 м, наибольшая — 2 972 м. Площадь моря под шельфовым ледником около 500 тыс. км<sup>2</sup>, изобата 600 м разделяет подледниковый бассейн моря на глубокую западную и менее глубокую восточную часть, большие глубины окаймляют западный и южный края бассейна, максимальная глубина достигает 1 500 м.

Данные о нарастании или таянии ледника снизу противоречивы. С одной стороны, это вышедшие на поверхность ледника предметы водного и донного происхождения, с другой — материковый характер льда по данным бурения. При анализе процессов на границе вода—лед нужно принимать во внимание то, что температура замерзания воды и таяния льда зависит от давления и солёности. По Н. Н. Зубову (1938), при увеличении давления на один децибар, что соответствует увеличению глубины приблизительно на один метр, температура замерзания понижается на 0,00074 °С. Таким образом, при солёности воды 35 кг/т температура замерзания—таяния, составляющая на поверхности  $-1,91^{\circ}$ , будет на глубине 300 м равна  $-2,13^{\circ}$ . Такая температура действительно была измерена у нижней поверхности ледника Росса (К. К. Марков и др., 1968).

На карте придонной температуры воды моря Росса (S. Jacobs et al., 1970) из-под шельфового ледника Росса на север выступают два языка воды с температурой от  $-2,0$  до  $-2,13^{\circ}$ .

Соприкасаясь с морской водой, боковая и нижняя поверхности ледника начинают таять или нарастать. В любом случае температура на границе льда принимает значение, соответствующее температуре фазового перехода вода—лед при данном давлении и солёности окружающей воды. Следовательно, глубоко погруженный в воду ледник (и айсберг) способен охлаждать прилегающую воду ниже температуры ее замерзания на поверхности океана.

Важную роль во взаимодействии вода—ледник имеет явление двойной диффузии, основанное на разной скорости передачи тепла и соли. Скорость молекулярной передачи тепла в воде на порядок больше, чем скорость молекулярной диффузии солей, поэтому при таянии льда на некотором удалении от границы возникает зона воды, не успевшей потерять солёность, но успевшей охладиться, а ближе к границе образуется слой опреснения. Первая вода имеет тенденцию к погружению, вторая — к всплытию по склонам подводной поверхности ледника и заполнению подводных куполов. Там из-за уменьшения давления талая вода замерзает, выравнивая ледяной рельеф. Примечательно, что главные источники придонной и местами переохлажденной антарктической воды находятся у крупнейших шельфовых ледников Антарктиды — в море Уэдделла и море Росса.

Черты сходства между этими морями существенны. Каждое имеет на западной стороне гористый выступающий в океан берег, циклоническое поле давления и циклоническую циркуляцию вод вдоль ледяных барьеров. В летнее время у каждого есть пояс дрейфующих льдов вдоль северной границы и открытая внутренняя акватория. Каждое имеет полный набор водных масс, соответствующий широтному положению. В каждом дрейфуют скопления айсбергов, и встречаются их плотные группировки, вызванные распадом обширных ледяных полей.



## 11.9. Живой мир

Современные оценки первичной продуктивности Южного океана значительно ниже оптимистических представлений прошлого времени. Согласно В. В. Масленникову, эту особенность важно иметь в виду, так как первичная продуктивность антарктических вод в открытых частях океана невелика и представлена величинами, типичными для олиготрофных районов, т.е. меньше 0,1 г углерода на 1 м<sup>2</sup> в сутки. В то же время повышенной биомассой фитопланктона отличаются прибрежные участки, а также воды вблизи кромки дрейфующих льдов и во фронтальных зонах (В. В. Масленников, 2003).

По массе в антарктическом фитопланктоне преобладают диатомовые и флагелляты. Развитию планктонного сообщества способствует присутствие льдов и прогретого слоя талой воды, богатой криопланктоном. Ледовые формы фитопланктона служат первой пищей пробуждающемуся вместе с фитопланктоном зоопланктону. Перечисленное сочетание наблюдается вблизи границы дрейфующих льдов, которая смещается в широких пределах к северу от антарктической дивергенции. Там же простирается зона ветрового апвеллинга, способствующего притоку биогенов. Считается, что ограничение для развития фитопланктона накладывает недостаток железа и кремния. В целом фитопланктон Южного океана обеспечивает пищей огромные запасы травоядного зоопланктона.

Промысловые виды веслоногих рачков зоопланктона, имеющих размеры от 1 до 6,5 см, объединяются собирательным названием «криль», что в переводе с голландского означает «мелочь». Криль развивается скоплениями, образующими обширные поля у поверхности океана. Он служит основной пищей остальному животному миру Южного океана — от китов и тюленей до рыбы и птиц.

Промысловые богатства Южного океана подвергались интенсивному использованию и истреблению с начала XIX в. Первыми под удар попали морские котики — тюлени, ценившиеся за дорогой мех. На о-ве Южная Георгия в 1801 г. их было выбито 122 тыс., а с 1820 по 1822 г., по данным Британской энциклопедии, — 1 млн 200 тыс. В погоне за добычей открывались новые острова и даже участки берега Антарктиды. Большие колонии уничтожались целиком и лежища пустели. Тюленебоями, оставившими свои имена на карте Южного океана, были Пальмер, Уэдделл, Биско и Баллени.

В Южный океан приходят на откорм из теплых широт самые крупные из когда-либо обитавших на Земле животных — синие, или голубые, киты (блювалы). У них есть северный подвид, сохранившийся в Тихом океане, но главная часть промысла этих животных, 93 %, пришлась на воды Южного океана. Начальная популяция синих китов Антарктики предположительно оценивается в 150—180 тыс. голов. Когда Международная китобойная комиссия объявила с 1985—1986 гг. мораторий на коммерческий промысел китов, от поголовья блювалов осталось около 2 тыс. животных.

Длина блювала может достигать 33 м, максимальная масса — до 160—200 т, в том числе до 50 т жира. У блювала средних размеров длина 25 м, масса 100 т. Зубы киту заменяет цедильный аппарат из 700 гибких роговых пластин длиной до 90 см, обрамленных ворсинчатой бахромой. Тело мраморного голубовато-серого цвета. Продольные складки на брюхе облегчают движение в воде и служат признаком принадлежности к семейству полосатиковых китов, в отличие от китов гладких, в основном истребленных китобойным промыслом. Блювал развивает

скорость хорошего судна — до 20 узлов (миль в час), а в рывке — до 40 узлов. Их истреблению способствовало то, что у гигантов не выработался инстинкт опасности перед промысловыми судами. До Второй мировой войны блювалы были основным объектом китобойного промысла, но быстрое их выбивание выдвинуло на первый план промысел более мелкого кита того же семейства — финвала.

Блювал, как и гладкие киты, отличается тем, что не питается рыбой. Его единственной пищей служат планктонные рачки-криль, которых он поглощает около тонны за сутки. Об этом важно помнить, потому что аргументом противников запрета на убой китов служит то, что киты могут использовать в пищу помимо зоопланктона стайную промысловую рыбу и сокращать ее запасы.

Другим символом Южного океана, обитателем «ревуших сороковых» и «неистовых пятидесятых» широт является *странствующий альбатрос*, называемый королем воздуха. Сильный ветер помогает парению этой птицы, и она может пролететь в сутки около 500 км. Размах ее крыльев 3—3,5 м. Оперение белое с черными окончаниями крыльев. Гнездовья на островах и антарктическом полуострове.

Побережье Антарктиды — родина гигантской, но нелетающей птицы, *императорского пингвина*. Эти птицы моногамны, самка и самец высидывают одно яйцо, сменяя друг друга. Они собираются на зимнее время для брачных знакомств и выведения птенцов в большие колонии-зимовки, насчитывающие от одного до нескольких десятков тысяч птиц. Начинают кладку и высидывают яйца в самое холодное и темное время года при температуре  $-40$ — $60^{\circ}$ . Яйцо весит около 450 г. Насиживание продолжается около двух месяцев. Рост императорского пингвина достигает 115—120 см, вес — 40 кг. Оперение птиц напоминает одежду из темного фрака с сизым отливом, черной окантовкой и оранжевым пятном на воротнике, надетого на белую манишку с золотистым отливом.

Колонии императорских пингвинов отличаются социальной организацией. Перед выбором места зимовки птицы совершают обход местности, двигаясь плотной колонией во главе с группой более опытных птиц. Пересечь такую колонию людям бывает трудно, так как птицы не уступают дорогу. Пингины исполняют брачные ритуалы, имеют отдельные супружеские обязанности и «детские сады». Зимней ночью колония временами подает согласованные хоровые звуки, напоминающие звучание органа с регистром, ограниченным двумя-тремя нотами. Автору этих строк пришлось на зимовке делить комнату и стол с тремя императорскими пингинами, взятыми птенцами из колонии для московского зоопарка и ставшими взрослыми за время зимовки (В стране белого сфинкса. — СПб., 1966).

Императорские пингины были впервые открыты экспедицией Беллинсгаузена в 1820 г. Позднее на о-ве Росса была обнаружена их первая колония, долгое время считавшаяся единственной. К настоящему времени обнаружено и нанесено на карты 38 таких колоний (Антарктика. Атлас океанов. — Т. 6. — СПб., 2005). К. К. Марков оценивал общее число императорских пингвинов в миллион птиц, цитировал и разделял мнение, что императорский пингвин — наиболее интересная птица не только Антарктики, но и всего земного шара (К. К. Марков и др., 1968).

## 11.10. Дно океана

Южно-полярная географическая область Земли — Антарктика — включает в себя материк Антарктиды и окружающее его водное пространство, получив-

шее название Южный океан. Северной границей этого океана принято считать зону субтропической конвергенции — сходимости холодных приантарктических вод с более теплыми водами субтропиков. Положение этой зоны изменчиво во времени и пространстве. Приблизительно она протягивается вдоль параллелей 40—43° ю. ш. в Атлантическом и Индоокеанском секторах, несколько выдвигаясь к северу (до 30° ю. ш.) в Тихоокеанском секторе.

На Южный океан приходится около 10 % Мирового океана. Обширные пространства Южного океана подвержены образованию сезонных морских льдов, площади которых изменяются от 4 млн км<sup>2</sup> в летнее время в Южном полушарии до 19 млн км<sup>2</sup> зимой (Allison, 1997).

Даже в короткий сезон антарктического лета (декабрь — февраль) здесь приходится сталкиваться с часто повторяющимися сильными штормами, наличием морских льдов, обилием айсбергов.

Многолетняя динамика распространения морских льдов Антарктики оценивалась на основе данных китобойного промысла в Южном океане, берущих начало с 1931 г. Согласно этим исследованиям, уже в первую половину периода наблюдений сокращение площади распространения морских льдов приблизилось к 25 %. В то же время спутниковые наблюдения дают основание полагать, что в 70-е и 80-е гг. XX в. в распространении антарктических морских льдов имели место лишь незначительные изменения. По другим данным, за эти же два десятилетия размеры замерзающей акватории Антарктики, напротив, несколько увеличились. Расчеты при помощи одной из климатических моделей показывают, что после удвоения концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере распространение морских льдов в Антарктике станет меньше современного примерно на 25 %, причем данное сокращение приблизительно в равной степени затронет морские льды вокруг всего континента (IPCC, 1998).

Вся эта огромная область (около 95 млн км<sup>2</sup>) остается до настоящего времени наименее изученной на Земле, хотя именно в ее пределах можно рассчитывать найти ответы на многие общие вопросы строения земной коры, древних связей материков, возникновения океанских течений, распределения и возраста глубоководной фауны, зоогеографических связей и т. д.

Нашими соотечественниками, начиная с Лазарева и Беллинсгаузена, издавна предпринимались героические попытки изучения Антарктики. Особенно интенсивно Антарктика изучалась в советский период нашей истории. Современными знаниями о природе Южного океана наука обязана исследованиям наших соотечественников А. В. Живаго, Г. Б. Удинцева, А. П. Лисыцина, Д. Е. Гершановича, К. К. Маркова, В. Л. Лебедева, Г. В. Агаповой, Л. П. Волокитиной и многих западных исследователей.

Шельф Южного океана характеризуется сложноустроенным рельефом, имеет большую глубину погружения, чем существенно отличается от шельфа других областей океана. Внешний его край располагается на глубинах 400—600 м (рис. XXXI цв. вкл.; рис. 11.7). Ширина шельфа изменяется от 10 до 600 км, иногда до 200 км скрыто под материковым льдом. Шельф Антарктиды четко разделяется на внутреннюю и внешнюю части, поверхность его разрезается продольными и поперечными желобами, осложнена поднятиями и котловинами. Шельф Индоокеанского сектора Антарктиды, лежащий на продолжении древней Восточно-Антарктической платформы, классифицируется как шельф платформенного типа, значительная же часть шельфа Тихоокеанского сектора принадлежит молодому

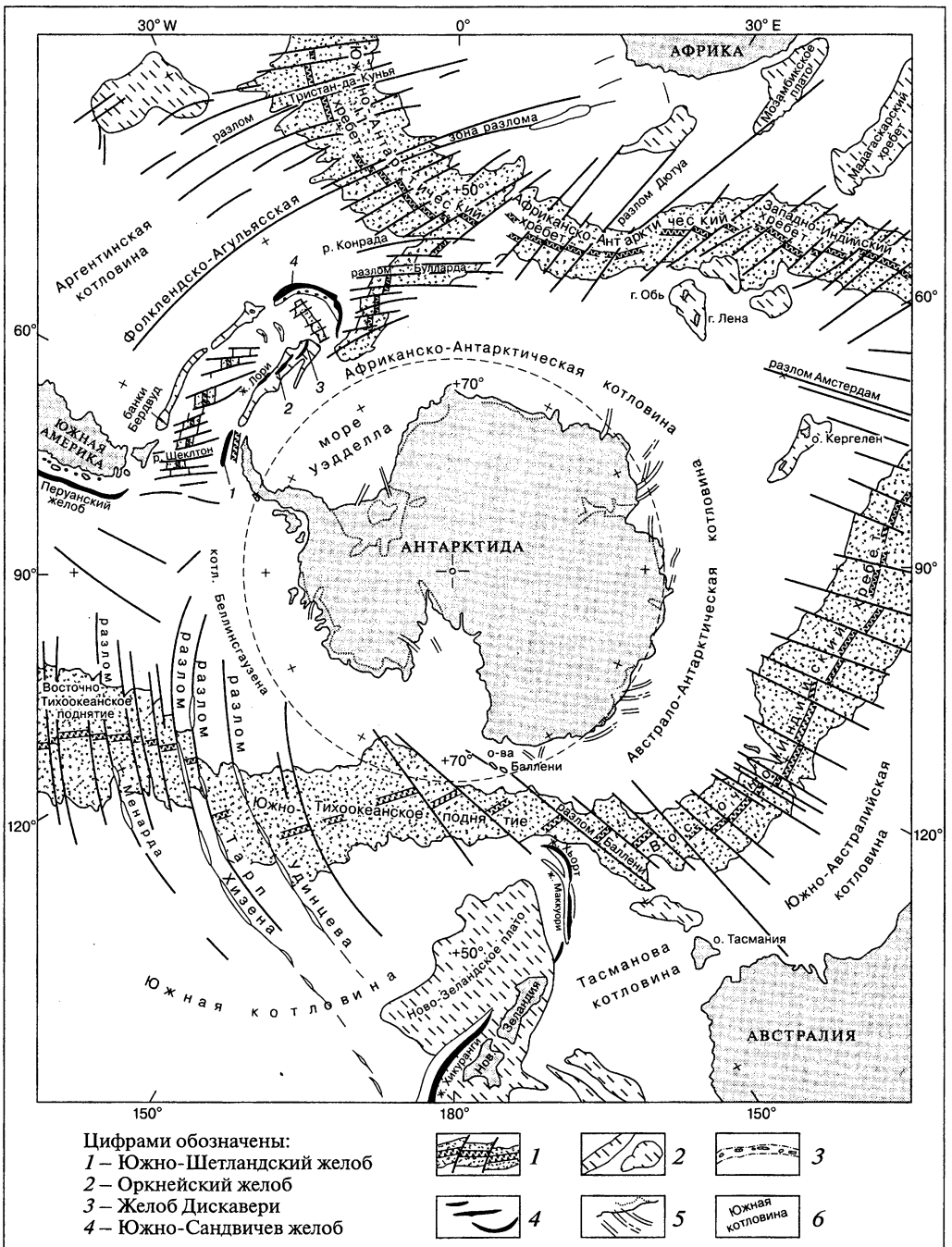


Рис. 11.7. Глубоководные желоба и разломы Южного океана (из Н. Г. Виноградова, А. В. Живаго, Н. Н. Дединой, 2000):

1 — хребты срединно-океанического типа с рифтовыми долинами, расчлененные трансформными разломами; 2 — подводные хребты нагорья и плато; 3 — островные дуги; 4 — глубоководные желоба; 5 — желоба-разломы на периферии материка Антарктиды; 6 — океанские котловины

орогенному типу. Структурные формы приурочены в основном к внутренней части шельфа и имеют в Индоокеанском секторе субширотное и субмеридиональное простирание, в Тихоокеанском преобладают субмеридиональные формы. Краевые желоба четко прослеживаются между 80 и 140° в.д. Вдоль их края, обращенного в сторону моря, протягиваются крупные поднятия с плавными очертаниями, разделенные узкими и глубокими (300—500 м) троговыми желобами. Наиболее протяженные продольные желоба находятся в центральной части Индоокеанского сектора Антарктики, где они субпараллельны материковой глыбе, в западной части желоба имеют меньшую длину и подходят почти под прямым углом к краю ледникового щита. В восточной части краевых желобов нет и единая денудационная поверхность разрезается густой сетью фиордообразных долин с глубиной вреза до 600 м, заложенных по радиальным разломам прибрежной части материка. Грядово-холмистый рельеф внутренней части шельфа сменяется полосой плоских аккумулятивных равнин внешней части (А. В. Живаго, 1971, 1990).

**Материковый склон** расположен на глубинах от 400—600 до 3 500—4 000 м. Крутизна склона колеблется от 2 до 8°, ширина — от 100 до 400 км. Наиболее широкий и пологий склон располагается в Индоокеанском секторе Антарктики. Четкие перегибы ступенчатого поперечного профиля склона отмечаются на глубинах 1 200—1 700, 1 500—2 800 м. Наиболее сложен рельеф в средней части склона. В Тихоокеанском секторе Антарктики преобладает материковый склон типа флексуры, в Индоокеанском он имеет глыбовое строение. В Индоокеанском секторе выявлены краевые плато, прилегающие к верхнему уступу материкового склона на глубинах до 2 000 м, которые по структурным особенностям относятся к погруженным участкам шельфа. Продольные и поперечные формы — подводные долины и каньоны, хребты и гряды — расчленяют его поверхность. Большинство каньонов пересекают весь склон, они имеют V- или U-образную форму, глубину вреза 800—2 000 м, крутизну склонов до 30°. Некоторые из них заканчиваются на материковом подножии глубоководными конусами выноса, другие прослеживаются севернее в виде каналов с прирусловыми валами. Крупные долиноподобные формы с асимметричным профилем располагаются между выступами склона и характеризуются большой шириной (50—80 миль) и пологими склонами (1—4°). Долины имеют ступенчатый продольный профиль и прослеживаются до глубин 2 500—3 500 м. Отмечено преобладающее простирание структурных форм в азимутальных направлениях 35—55° (305—325°).

**Ложе океана** имеет в среднем глубины 4 000—5 500 м и разделяется системой поднятий на отдельные котловины. Для ложа океана характерно увеличение глубин от подножия материкового склона к подножию срединно-океанических хребтов, изменение степени расчлененности поверхности с глубиной.

Характерными формами тектонического рельефа являются трансформные зоны разломов, продолжающиеся на ложе океана на сотни миль по обе стороны срединного хребта. Правостороннее смещение оси Восточно-Тихоокеанского поднятия на 1 110 км по зоне трансформного разлома Элтанин обусловило изменение очертания северной части котловины относительно южной.

Покровное оледенение, образование которого относят к миоцену и предположительно к эоцену, повлияло на моделирование не только поверхности материка, но и подводного рельефа.

Эродирующее действие ледников в период максимального (плейстоценового) оледенения при одновременной регрессии моря привело к переуглублению

фиордообразных долин, образованию системы боковых притоков поперечных долин, формированию на шельфе котловин, расположенных в непосредственной близости от ледниковых языков. Некоторые желоба образовались в результате деятельности под- и внутрiledниковых вод. Формирование продольных депрессий на шельфе Антарктического п-ова возможно связано с эрозией зон контакта кристаллических пород фундамента и менее плотных осадочных образований, расположенных мористее. В течение гляциального периода ледяной поток расширил и углубил эрозионные врезы. Величина ледниковой экзарации шельфа моря Росса составляет 250—300 м (Houtz, Davey, 1972).

Покровное оледенение материка повлияло на гидрологический режим южной части Мирового океана. Гляциоэвстатические колебания уровня океана способствовали возникновению постоянных придонных и поверхностных течений, формированию в олигоцене Циркумполярного течения. Антарктические придонные (плотностные) течения, эродировав поверхность дна, проникали во все глубоководные котловины Мирового океана и влияли на процессы осадконакопления. Подробно изучено значительное влияние придонных течений на дно в Австрало-Антарктической котловине. Палеогеографическая реконструкция, по данным НСП и глубоководного бурения, отразила отличия в условиях осадконакопления, которые, по-видимому, явились результатом изменения направления течений и их скоростей, обусловленного резким колебанием мощности покровного оледенения. Скорости придонных течений за последние 700 тыс. лет увеличились, в настоящий период на материковом склоне они равны 12 см/с, в котловине достигают 15 см/с. С их деятельностью связано формирование аккумулятивно-эрозионных форм рельефа: песчаных волн, дюн, гряд, промоин и др.

Придонные течения совместно с мутьевыми потоками разрабатывали днища подводных каньонов и долин и способствовали образованию разветвленных верховьев каньонов.

В пределах ложа океана наблюдается переход от расчлененного подножия срединно-океанического хребта и волнистого рельефа подножия материкового склона к ровным аккумулятивным поверхностям выравнивания. Образование таких поверхностей тесно связано с характером донных отложений и гидродинамическими процессами. Огромна роль ледников в выносе обломочного материала льдом и талыми водами. Трассами для их переноса были подводные долины и каньоны. Аккумуляция в Антарктике осуществляется за счет поступления терригенного материала, биогенной массы и пирокластического материала. В зависимости от скорости аккумуляции участки дна характеризуются полным и частичным выравниванием поверхности.

В Индоокеанском секторе Антарктики скорости на участках с частичным выравниванием составляют менее 1 см/1 000 лет в западной области, 1,8 см/1 000 лет в южной части котловин. Скорости осадконакопления, способствующие полному выравниванию в Индоокеанском секторе, составляют 5 см/1 000 лет, в Тихоокеанском — 2—3,5 см/1 000 лет.

В Австрало-Антарктической котловине выявлена рыхлая толща слоистой текстуры, покрывающая расчлененную поверхность фундамента. Нижний слой представлен турбидитами; верхний слой — пелагическими осадками, мощность которых составляет 100—200 м и уменьшается к югу от параллели 60° ю. ш.

Дно Южного океана обладает сложным, сильно расчлененным рельефом. Здесь протягиваются огромные хребты, входящие в планетарную систему срединно-

океанических поднятий, сложно построенные островные дуги, обширные котловины и древние микроконтиненты. Дно океана служит ареной мощных проявлений вулканизма.

Особое место в структуре рельефа принадлежит океаническим желобам и разломным ущельям, ряд которых относится к числу глубочайших в мире (см. рис. 11.7).

Желоба и разломы являются центром обитания своеобразной ультраабиссальной фауны с проявлениями эндемизма, исключительным разнообразием жизненных форм, прошедших сложный путь эволюционных изменений в процессе их развития.

На протяжении многих миллионов лет в узких депрессиях морского дна на больших глубинах формировался отличный от окружающих пространств гидрологический режим и, соответственно, по иному шло развитие донной жизни, приведшее в итоге к созданию специфических для каждой депрессии комплексов форм.

Большинство желобов располагается в зонах сходимости краев литосферных плит, сопровождаясь вдоль одного из бортов сооружениями островных дуг. Они образовались за счет поддвига океанической литосферы под островную дугу, возвышающуюся над краем другой, противоположной, плиты. По своей форме это сильно вытянутые узкие депрессии, достигающие по длине 2 000 — 2 500 миль и по глубине — 6 000 — 8 000 м. В Южном океане дно Южно-Сандвичева желоба опущено до глубины 8 325 м — максимальной глубины Южного полушария (рис. XXXII цв. вкл.). Большие глубины обнаружены также в многочисленных трансформных разломах, пересекающих крупные подводные хребты.

Для Южного океана выделяются четыре генетические группы морфоструктур (Живаго, 2000).

1. Собственно океанические желоба, возникшие на деструктивных границах литосферных плит и сформировавшиеся в результате процессов субдукции, там, где плита заканчивает свое перемещение по горизонтали и начинается ее опускание в недра Земли на глубину до 7 000 км, сопровождаемое мощными проявлениями современного вулканизма. Желоба на границах плит обладают трапециевидным поперечным профилем, ступенчатыми склонами и различной по мощности толщей донных отложений, придающей дну плоский или слегка волнистый характер. В поперечном сечении океанические желоба, как правило, асимметричны. Крупнейшие желоба данного типа: Южно-Сандвичев, Перуанско-Чилийский, Маккуори и Хьорт.

2. Желобообразные рифтовые долины с симметричным корытообразным поперечным профилем, образовавшиеся в результате раздвижения литосферных плит вдоль осей всех крупных горных хребтов срединно-океанического типа, окружающих Южный океан. В Южно-Антильском регионе это внутренние продольные депрессии в блоках Срединного хребта моря Скотия, пролив Брансфилд, а также внутренние депрессии Южного хребта Скотия.

3. Трансформные разломы горных хребтов срединно-океанического типа, расположенные вкрест простирания этих хребтов, имеющие обычно асимметричный поперечный профиль, осложненный ступенями и уступами на склонах. Напротив, на пространствах, смежных с хребтом абиссальных океанских котловин, разломы приобретают смягченные очертания из-за большой мощности донных отложений. Этот тип желобообразных депрессий представлен в Южном океане

наиболее широко. Многочисленные разломные ущелья пересекают огромные горные сооружения, окружающие в виде кольца весь Южный океан у его северной границы.

4. Желоба-разломы на юге моря Скотия в Западной Антарктике, обусловленные сочетанием процессов субдукции молодой литосферной плиты Скотия под Южный хребет Скотия и типичной разломной тектоникой со сдвиговой составляющей, направленной от Тихого океана к востоку вдоль северного фланга Южного хребта Скотия. Это несколько меньшие по размеру желоба-разломы — Южно-Шетландский, Лори, Оркнейский и Дискавери — асимметричного поперечного профиля, вытянутые по широте, расположенные кулисообразно с узким, но плоским дном, заполненным осадками, которые включают крупные глыбы и валуны айсбергового разноса.

Особое положение занимает разлом Шеклтон, протянувшийся на 500 миль поперек пролива Дрейка от Огненной Земли до гряды Южных Шетландских островов. Он представляет собой единый морфоструктурный комплекс, в котором главную роль играет высокий горный хребет, окаймленный с обеих сторон параллельно вытянутыми разломными ущельями.

Тектонические движения в полосе центрального осевого хребта Шеклтон явились определяющими для развития биоты на всем пространстве Западной Антарктики.

Ширина всей полосы дна, занятой структурным комплексом, около 45 миль. Дно окаймляющих ущелий шириной около 3 миль, опущено до глубины 4 340 — 4 450 м и выровнено осадками. Имеется несколько поперечных разрывов хребта. Наиболее широкий и глубокий из них (4 450 м) находится в средней части хребта, и здесь к нему со стороны моря Скотия подходит гребневая полоса Срединного хребта этого моря с глубокой рифтовой долиной, куда и устремляется основная часть вод Антарктического Циркумполярного течения (АЦТ), приходящего через пролив Дрейка из Тихого океана и оказывающего огромное влияние на воды Южного океана к востоку от образовавшегося прохода, изменившего ход эволюционного развития жизни в водной толще и на морском дне. По палеомагнитным данным образование прохода в хребте Шеклтон датируется 20 — 23 млн лет (поздний олигоцен—ранний миоцен).

Так, раскрытие в процессе спрединга 20 — 23 млн лет назад Срединного хребта в море Скотия и в проливе Дрейка, а также раздвижение в стороны хребта Шеклтон, протянувшегося вдоль одноименного разлома через весь пролив Дрейка от Огненной Земли до гряды Южных Шетландских островов, создало возможность для Антарктического Циркумполярного течения проникнуть в море Скотия. Произошло изменение не только геологической картины дна, но и эволюционной направленности всей органической жизни на периферии материка Антарктиды. Характерно, что район наиболее интенсивного развития криля в море Скотия находится в непосредственной близости от образовавшегося прохода в хребте Шеклтон, а также на примыкающих подводных склонах и шельфах островов Южно-Шетландской гряды.

Формирование сообществ ультраабиссальной фауны в глубоких ущельях океанических желобов объясняется изолированностью их от окружающих пространств дна с меньшими глубинами. Можно назвать несколько дополнительных условий, от которых зависит развитие жизни в этих глубоких депрессиях дна (Н. Г. Виноградова и др., 2000).



1. Необходима контрастность рельефа с большой амплитудой глубин между дном ущелья и донным пространством: чем глубже расположено дно желоба или разлома, тем более благоприятными оказываются условия для формирования специфической донной фауны.

2. Известную роль играет также характер водообмена между бассейнами. Возникающие на морском дне хребты могут создавать условия для изоляции отдельных бассейнов, затрудняя проникновение в них течений, несущих воды с благоприятными показателями температуры и солености, определяющими условия питания глубоководного бентоса. Напротив, разрушение или раздвижение хребтов активизирует водообмен, что приводит к смене биоты на обширных пространствах.

3. Важна ориентация глубоких ущелий относительно направления донных течений. Течения легко проникают в ущелье, когда его ось совпадает по простиранию с направлением течения. В этом случае, опускаясь по относительно пологому склону к дну ущелья, а затем, выходя из него, воды течения смешиваются с глубинными водами, замедляя здесь развитие эндемичных форм жизни. Они же приносят на глубину обильный материал «дождя трупов» планктонных организмов, образовавшийся в смежных с ущельем районах моря. Напротив, если течение подходит к желобу или разлому по перпендикуляру к его оси, его воды пересекают узкую депрессию, проходя над ней, и не оказывают влияния на развитие специфической придонной жизни больших глубин.

Таким образом, морфоструктурный план подводной окраины Антарктиды сформировался под влиянием разнонаправленных тектонических движений, усиленных гляциозостазией, а также ледниковыми, морскими и другими экзогенными рельефообразующими факторами. Причем преобладающее значение имеют ледниково-экзарационные процессы и созданные ими формы.

Морфологические различия, присущие отдельным участкам дна, как в прибрежной, так и в глубоководной части, обусловлены неодинаковым геологическим строением и различным воздействием на поверхность рельефообразующих факторов. Установлен неодинаковый тектонический режим и различный период формирования аккумулятивных поверхностей выравнивания в Индоокеанском и Тихоокеанском секторах Антарктики: в индийском — ранний-средний миоцен, в тихоокеанском — поздний мел.

Высокое уречное положение аккумулятивной Австрало-Антарктической поверхности по сравнению с близлежащими Антарктическими котловинами обусловлено более поздним временем начала ее формирования и поступлением большого количества осадочного материала.

## 11.11. Берега

Общая протяженность берегов Антарктиды составляет около 30 тыс. км. Из них лишь 8 % составляют выходы коренных скальных пород, 45 % берегов приходится на шельфовые ледники, около 10 % — на окончания выводных ледников, стекающих по подводным долинам, а 37 % образуются материковым ледяным барьером (География Мирового океана, 1985). Таким образом, 92 % периметра берегов представлены ледовыми берегами с небольшой примесью терригенного материала. Следует заметить, что внешняя часть ледового барьера, обрамляющего материковую часть Антарктиды, обычно имеет глубину несколько сотен метров.

Таким образом, ведущим процессом береговой зоны является термическая абразия. Характерное свойство этого процесса — сезонная изменчивость его скорости: в сентябре—октябре площадь морских льдов достигает 20 млн км<sup>2</sup>, а масса —  $17,2 \cdot 10^{12}$  т, тогда как в феврале площадь льдов сокращается до 5 млн км<sup>2</sup>, а их масса до  $2 \cdot 10^{12}$  т. Следовательно, сезонная термоабразия уничтожает около  $15 \cdot 10^{12}$  т ледяной массы.

Приблизительные расчеты показывают (Г. А. Сафьянов, 1978), что механический эквивалент энергии, расходуемой на этот сезонный процесс, превышает величину энергии, расходуемой волнением на все остальное пространство береговой зоны Мирового океана за год.

Следует заметить, что даже сезонные изменения интенсивности термодинамических процессов на ледовых берегах Антарктиды в значительной мере зависимы от баланса льдов наземного оледенения. Так, по мнению А. Ф. Глазовского, если баланс массы Западноантарктического ледникового щита для периода конца 90-х гг. XX в. оценивался величинами в пределах  $-36$ — $82$  Гт/год, то для последнего пятилетия (2000—2005 гг.) — от  $-129$  до  $-215$  Гт/год. Потери массы наземного оледенения Антарктического полуострова составляют примерно  $-50$  Гт/год. Здесь же отмечено резкое ускорение движения выводных ледников после крупнейшего распада шельфового ледника Ларсена. В отличие от остальных районов баланс массы Восточноантарктического ледникового щита положителен — в 2002—2005 гг. он оценивается в пределах от  $80 \pm 16$  до  $67 \pm 28$  Гт/год, но эта величина не компенсирует общих потерь льда в полярных районах.

Пока неясно, насколько типичны и долговременны обнаруженные балансовые и динамические изменения массы полярных ледниковых покровов, поскольку период инструментальных наблюдений за ними охватывает всего несколько лет. Тем не менее есть все больше свидетельств тому, что ледниковые покровы гораздо более динамически изменчивы, чем это считалось ранее. Так, например, важнейшими открытиями последних лет в Антарктиде явились: 1) обнаружение высокой изменчивости скоростей движения западноантарктических ледяных потоков (в суточном, месячном и столетнем масштабах времени); 2) обнаружение быстрого стока крупных объемов воды подледниковых озер как в Западной, так и в Восточной Антарктиде.

Воздействие волнения на 8 % периметра Антарктиды, сложенного коренными скальными породами, по-видимому, не очень значимо. Так, обломки двухмачтового парусника XIX в. на западном берегу п-ова Файлдс, располагающиеся в 20 м от уреза, являются доказательством медленности морфодинамических изменений коренных скальных берегов и пляжей Антарктиды.

Как известно, Южное полушарие Земли включает основные площади Мирового океана. В связи с наличием в Южном полушарии обширных акваторий, в пределах которых ветер способен длительно воздействовать на поверхность океана, приантарктическая область его является главным источником штормовых волнений и волн зыби на значительных пространствах, волны антарктического происхождения фиксировались и в Северном полушарии.

На  $40$ — $60^\circ$  ю. ш. почти всегда существует несколько районов штормового волнения, перемещающегося в восточном или юго-восточном направлении со скоростью около 40 км/ч. Направление и сила ветра на этом обширном пространстве очень устойчивы во времени. Волны зыби, возникающие от штормов в этих широтах, приходят в субтропические широты с юго-запада и постоянно

воздействуют на западные и юго-западные берега Южной Америки, Южной Африки и Австралии. При возникновении сравнительно редких устойчивых ветров со значительной северной составляющей волны зыби распространяются к ледяным берегам Антарктиды, вызывая их разрушение.

На картах режимных обеспеченностей высот и периодов волн отражается широтное распределение соответствующих изолиний.

Наибольших значений режимные характеристики волн достигают не вблизи «ревущих» 40 широт, а вблизи 50° ю. ш. в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах и вблизи 60° ю. ш. в австралийско-новозеландском районе и далее на восток до пролива Дрейка. В зоне западного воздушного переноса приантарктического района выявлены пять центров штормового волнения (Г. В. Ржеплинский, 1972).

В Антарктическом секторе Индийского океана с центром вблизи о. Кергелен располагается самый штормовой район Мирового океана. Во все сезоны года здесь наблюдаются наибольшие высоты ветровых волн (до 35 м) и наибольшие значения режимной обеспеченности средних высот волн (3 и 6 м) — 50 и 10 % соответственно. В переходные сезоны года, весной и осенью, площади океана, охваченные штормовым волнением, увеличиваются в несколько раз.

Второй район повышенной штормовой активности расположен между Новой Зеландией и Антарктидой в окрестностях островов Маккуори и Эмералда. Площадь этого района намного меньше, чем Кергеленского. В новозеландском штормовом центре средние высоты волн 50%-й обеспеченности составляют 2,5—3 м, а максимальные достигают 20—25 м.

Третье место по штормовой активности занимают два обособленных района — в проливе Дрейка и к северо-востоку от Южных Сандвичевых островов.

Повышенная штормовая активность наблюдается также в антарктическом секторе Тихого океана в районе от 100 до 140 меридиана. Режимная обеспеченность высот волн 3 и 6 м соответственно составляет 10 и 1 %, а летом максимальные высоты волн в центре района превышают 15 м.

Охарактеризованные пять штормовых центров Южного полушария находятся в зоне западного воздушного переноса и являются районами наиболее интенсивной передачи кинетической энергии атмосферы поверхности океана.

В зоне восточного переноса воздушных масс вблизи ледовой кромки Антарктиды штормы развиваются на путях субантарктических циклонов ввиду термических контрастов океана и поверхности шельфовых и материковых льдов. В летние сезоны в Атлантическом и Индийском океанах восточные ветры захватывают обширные пространства, свободные от морских льдов. Северная граница этой зоны располагается в широтах 60—65°. Средние высоты и периоды волн 50%-й обеспеченности составляют около 1,5—2 м и 5—6 с, а максимальные параметры летом — соответственно 10—15 м и 8—10 с (для восточной части Индийского океана они достигают 20 м и 11 с).

В зоне восточного переноса воздушных масс наблюдается зыбь от северо-западных, западных и даже западно-юго-западных направлений. Она приходит сюда из более северных широт, и направление ее распространения с приближением к берегам Антарктиды должно приобретать все большую западную составляющую. По-видимому, именно зыбь этих направлений является определяющей в разрушении шельфовых и материковых льдов Антарктиды, поскольку термическое разрушение льдов без воздействия волнения совершенно неэффективно. Г. В. Ржеплинский отмечает, что межгодовые и вековые изменения ледового ре-

жима у берегов Антарктиды должны быть тесно связаны с изменениями ветровой и волновой обстановки в зоне западного переноса воздушных масс, которая и служит источником зыби, разрушающей ледовые берега. Термическая абразия сопровождается опусканием холодных вод и последующим растеканием плотных потоков в придонном слое океанического дна, что представляет собой явление планетарного масштаба.

## 11.12. Полезные ископаемые

Слабая изученность поверхности литосферы Антарктиды связана с суровыми условиями континента, закрытостью ее поверхности мощным покровом льда, а также труднодоступностью. Тем не менее со временем перспективы открытия крупных месторождений полезных ископаемых на берегах и дне Южного океана становятся реальностью. Похоже, что богатства Антарктиды уже стали «яблоком раздора» для многих стран. Так, под интригующим заголовком «Нефть Антарктиды ведет к началу новой холодной войны» (©inoСМИ.Ru, 2013) опубликованы материалы, свидетельствующие об ажиотаже, охватившем Южную Корею, Новую Зеландию и Австралию, в связи с открытием в море Росса крупнейших месторождений нефти.

Новая Зеландия претендовала на признание моря Росса своей зависимой территорией, однако рассмотрение ее заявки была отложено в связи с подписанием в 1959 г. Договора об Антарктике, который также предусматривает демилитаризацию ледового континента. Действие договора заканчивается в 2048 г., а поскольку в море Росса могут находиться крупнейшие залежи нефти, уступающие таковым только в Саудовской Аравии, уже сейчас начинает возникать напряженность по поводу того, что случится, когда договор утратит свою силу. Все это говорит о возможных территориальных притязаниях, о чем пишет научный сотрудник Института Лоуи из Сиднея Элли Фогарти, занимающаяся проблемами национальной безопасности. Она не призывает к проведению масштабных военных операций в Антарктиде, однако отмечает, что будущее национальной безопасности Австралии неразрывно связано с перспективами использования Антарктики.

«Перед лицом растущей заинтересованности других членов мирового сообщества Австралия должна начать действовать, добываясь того, чтобы ее антарктическая политика и деятельность в Антарктиде обеспечивали защиту интересов страны», — пишет Фогарти. Вместе Австралия и Новая Зеландия претендуют примерно на половину всей Антарктиды.

По словам Фогарти, при увеличении нефтяных цен добыча нефти в этих широтах станет рентабельной. Считается, что в морях Росса и Уэдделла есть огромные запасы нефти в 50 млрд баррелей. «Несмотря на положения договора, сегодняшняя деятельность ряда государств свидетельствует о том, что вопросы суверенитета и использования ресурсов далеко не решены». Новая Зеландия привлекала к своим действиям военных и военную технику, а в сборнике правительственных документов по вопросам обороны Антарктида названа ключевой зоной ответственности новозеландских вооруженных сил.

Изложенное позволяет понять, что дальнейшее развитие событий относительно претензий на открытия и добычу полезных ископаемых морей и берегов Антарктиды примет еще более драматический характер.

Общества, в которых люди убеждены в том, что все полезное человеку есть благо для всей планеты, обречены на гибель.

*Ю. Одум*

Почти три четверти поверхности земного шара занимает Мировой океан, изучение которого существенно отстает от его роли в настоящем и будущем развитии человечества.

С каждым новым десятилетием непрерывно возрастает антропогенная нагрузка на контактную зону суша — море. В середине XX в. в полосе шириной до 50 км от берегов океанов и морей проживало до 28 % населения мира, а в полосе, удаленной на расстояние около 50—150 км, было сконцентрировано до 23 % населения. В совокупности более половины всего человечества проживает в непосредственной близости от прибрежной зоны, и различные виды деятельности человека связаны с Мировым океаном. Суммарное население портовых городов-миллионеров еще в конце 1990-х гг. перевалило за 400 млн жителей. Среди них крупнейший приокеанический Калифорнийский пояс городов в США и Тихоокеанский — в Японии. Освоение ресурсов океана отличается пространственной неравномерностью, что связано с дифференциацией распределения естественных ресурсов, особенно в области горнодобывающей промышленности, рекреаций и судоходства. Территориальная структура производительных сил мира, а также навигационные свойства Мирового океана привели к высокой концентрации морехозяйственной деятельности, особенно в транспортном секторе. Так, в четырех портах из 200 мировых сконцентрировано 20 % мирового контейнерного оборота.

По данным Организации экономического сотрудничества и развития, в 1990-х гг. стоимость совокупной продукции, получаемой ежегодно за счет всех видов морской хозяйственной деятельности, составляла около 1 трлн долл.

#### **12.1. Использование ресурсного потенциала Мирового океана**

Основную часть доходов от хозяйственной деятельности в Мировом океане приносят добыча нефти и газа (до 40 %); морская торговля, судоходство и портовое хозяйство (суммарно более 30 %); морское рыболовство и промысел (около 10 %), а также горно-добывающая промышленность, приморский и круизный туризм (Мироненко, Сорокин, 2007).

*Проблемы использования естественных ресурсов МО, связанные с запасами углеводородов.* Около трех десятилетий назад добыча нефти и газа в мире начала сдвигаться в сторону океана и захватывать все новые акватории. Насчитывается более 7 тыс. нефтяных платформ и вышек в шельфовой зоне более 50 стран, а число скважин на континентальном шельфе с глубиной проникновения в земную кору до 4—5 км превысило 100 тыс. еще к началу 1980-х гг. Нефтегазовая океаническая

индустрия превратилась в одну из ведущих отраслей и обеспечивает до 30 % общей добычи нефтегазовых углеводородов. На шельфе находится примерно 70 % (до 150 млрд т) прогнозируемых запасов нефти и газа. А на шельфе Северного Ледовитого океана России сосредоточено 80 % запасов нефти и природного газа. В частности, Штокманское газоконденсатное месторождение относится к самым крупным в мире. Перспективны регионы, прилегающие к Мексиканскому и Персидскому заливам, Карибскому, Южно-, Восточно- и Северо-Китайскому морям, Западной Африке, Северному Ледовитому океану.

Слабо изучены прибрежно-океанические россыпи полезных ископаемых (ильменита, циркона, монацита, рутила, хромита, магнетита, а также золота, платины, алмазов и др.). Наиболее крупные россыпи чаще приурочены к тропическим и субтропическим зонам Мирового океана. Самые крупные россыпные месторождения открыты в прибрежных районах Австралии, Индостана, Аляски, Калифорнии, ЮАР (рис. 12.1).

В настоящее время добыча руды из океана в ограниченных количествах осуществляется в Канаде, Франции, Швеции и Финляндии, а добыча оловянных руд со дна моря — в ряде стран Юго-Восточной Азии. Морское месторождение платины на Аляске обеспечивает 90 % потребностей США в этом металле.

*Актуальны, но трудно технологически решаемы проблемы использования придонных железомарганцевых конкреций*, в состав которых входит до 30 химических элементов, а также кобальтомарганцевых корок, полиметаллических сульфидных руд, фосфоритов. В перспективе их добыча оценивается гораздо рентабельней, чем разработка этих видов сырья на суше. По ориентировочным данным, в конкрециях Тихого океана запасы алюминия составляют более 40 млрд т, никеля около 15 млрд т, меди 8 млрд т (рис. 12.2).

**Биологические ресурсы.** Ресурсы Мирового океана представлены тремя основными комплексами животного и растительного мира — nekтоном, бентосом и планктоном. По объему потребления ведущее место занимает nekтон, в биомассе которого более 4/5 составляет рыба. В водах океана обитает около 20 тыс. видов ихтиофауны и более 10 тыс. видов растений. Весь мировой улов обеспечивают примерно 2 тыс. видов рыб, из которых 3/4 приходится на виды, входящие в 9 семейств: анчоусовые, ставридовые, скумбриевые, сельдевые, тунцовые, тресковые, мерлузовые, корюшковые, камбаловые. Приведем данные о добыче рыбы в 10 странах мира (млн т), суммарная добыча которых в 2004 г. составляла более 3/4 мирового улова рыбы: США 25 млн т; КНР 17; Перу 9,8; Индонезия 4,8; Индия 3,6; Россия 2,9; Таиланд 2,8; Норвегия 2,5; Филиппины 2,2; Венесуэла 1,9 млн т.

Биологически активные районы составляют около 40 % акватории Мирового океана, биологическая продуктивность на шельфе в 14 раз выше средней продуктивности Мирового океана, около 25 % рыбных и морских беспозвоночных составляют белковый рацион животного происхождения населения планеты. Для России первостепенное значение имеют моря Тихого океана, особенно Охотское и Японское. Только у Южных Курил добывается 40 % всех ресурсов для рыбоконсервной промышленности РФ.

Рыба — один из основных источников питания человека, на ее долю приходится 20 % потребляемых белков. В некоторых странах потребление рыбы значительно: в Японии — 69 кг/чел. в год, Южной Кореи — 51 кг, на Филиппинах — 34 кг. В течение последних десятилетий мировые уловы рыбы заметно выросли, от 22

млн т в 1950 г. до максимума в 1989 г., равного 100 млн т, что привело к увеличению потребления рыбы на душу среднестатистического жителя Земли от 9 кг в 1950 г. до 19 кг в 1989 г. Рост уловов был неуклонным за исключением нескольких лет в конце 1960-х и начале 1970-х гг., когда чрезмерный лов сардины у берегов Перу подорвал запасы этого стада.

Похожие ситуации складываются и с другими видами рыб и на других акваториях. В 17 главных районах морского рыболовства вылавливается все, что возможно, или менее прежних возможностей. В девяти районах уловы снижаются. Общемировые уловы рыбы достигли своего пика. Прогнозы указывают, что к 2030 г. среднее статистическое потребление рыбы упадет до 11 кг/чел., т.е. почти вернется к уровню 1950 г. Достижение предельного уровня уловов сопровождается резким сокращением запасов ценных промысловых видов на различных акваториях мира.

Считается, что человечество уже достигло максимально допустимого уровня годовых уловов рыбы (около 100—120 млн т). Поэтому основные направления повышения биопродуктивности Мирового океана состоят в развитии марикультуры, освоении пелагиали, расширении добычи представителей нижних трофических уровней.

Из перечисленных направлений наиболее эффективна марикультура — создание в прибрежных зонах производства по разведению рыб, моллюсков и водорослей. По объемам развития марикультуры в мире резко выделяются пять стран (более 1 млн т продукции в год): Китай 3,06 млн т; Индия 2,47; Таиланд и Вьетнам по 1,2 каждый; Индонезия 1,0; Япония 0,78 млн т.

В 1991 г. аквакультура давала 12,7 млн т. Однако не обходится без проблем: рыбные особи в садках подвержены эпидемиям, выращивание рыбы требует значительных расходов зерна на ее питание, а конкуренция с другими пользователями земли за место у побережья весьма остра.

*Опреснение морских вод* — одно из перспективных направлений природопользования. Пресные воды составляют лишь 2—3 % водных ресурсов планеты. В связи с постоянно растущим объемом недопотребления для индустриальных, сельскохозяйственных и потребительских (для населения) целей (суточное потребление пресной воды превышает 7 млрд т) остро стоит необходимость использования вод Мирового океана путем опреснения.

*Рекреационное использование прибрежных океанских территорий* — основное по численности туристов (примерно 2/3 от мировой численности)

Рис. 12.1. Карта полезных ископаемых Мирового океана (из Ю. Б. Казмина, А. Н. Волкова, И. Ф. Глумова и др., 1989):

1 — подводная континентальная окраина с мощностью метаморфизованных осадков более 1000 м, перспективная на нефть и газ; 2 — месторождения нефти и газа; 3 — прибрежно-морские россыпи тяжелых минералов (Ti — титановых минералов — ильменита, рутила; Zr — циркона; М — монацита; Fe — магнетита и титаномагнетита; Sn — касситерита; Pt — платины; Au — золота; Cr — хромита; Ni — никеля, Cu — меди); 4 — поля распространения полиметаллических конкреций; 5 — подводные коренные месторождения (С — каменного угля; Fe — железных руд; Ni, Cu — медно-никелевых руд; Sn — касситерита; Au — золота; Hg — киновари; Ва — барита, Cu — медных руд), 6 — строительные материалы (песок, гравий, ракушняк); 7 — россыпи алмазов; 8 — рудные илы (Cu — медь; Zn — цинк; Au — золото; Ag — серебро); 9 — фосфориты; 10 — месторождения серы; 11 — участки гидротермальной деятельности и сульфидного рудообразования вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия





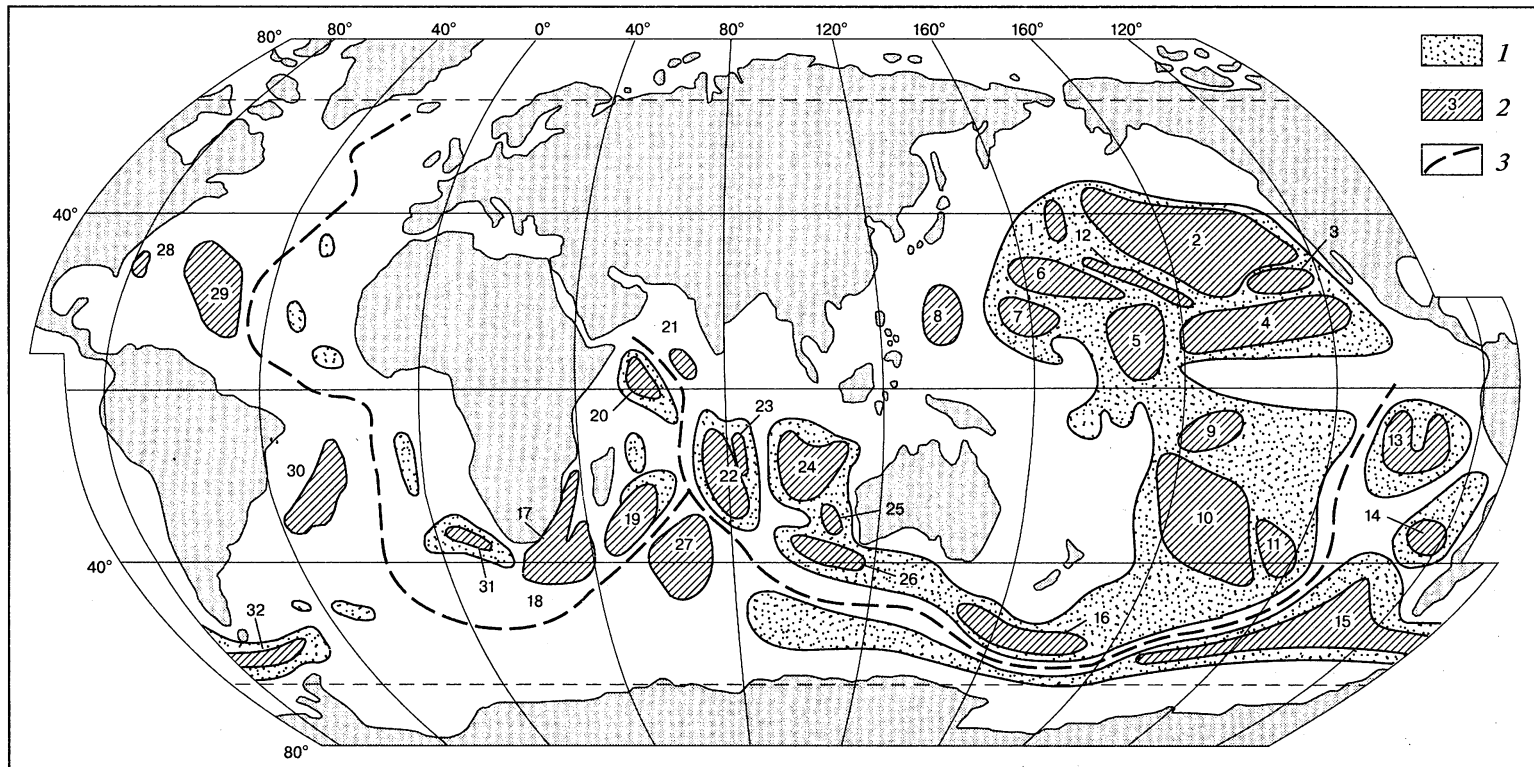


Рис. 12.2. Рудные провинции железомарганцевых конкреций в Мировом океане (по О. Корсакову и др., 1990):

1 — площадь распространения конкреций; 2 — рудные провинции: 1—16 — Тихого океана (1 — Северо-Западная, 2 — Северо-Восточная, 3 — Калифорнийская, 4 — Кларифон-Клиппертон, 5 — Центральнотихоокеанская, 6 — Маркус-Неккер, 7 — Восточно-Марианская, 8 — Филиппинская, 9 — Туамоту-Общества, 10 — Южно-Тихоокеанская, 11 — Юго-восточной части Южной котловины, 12 — Гавайская, 13 — Перуанская, 14 — Чилийская, 15 — Беллинсгаузена, 16 — Южно-Тихоокеанского поднятия); 17—27 — Индийского океана (17 — Агульяс, 18 — Мозамбикская, 19 — Мадагаскарская, 20 — Сомалийская, 21 — Аравийская, 22 — Центральноиндийская, 23 — Осборн, 24 — Западно-Австралийская, 25 — натуралиста, 26 — Амстердамская, 27 — Крозе); 28—32 — Атлантического океана (28 — плато Блейк, 29 — Северо-Американской котловины, 30 — Бразильская, 31 — Капская, 32 — Моря Скотия); 3 — оси срединно-океанических хребтов

направление развития современной индустрии туризма. Помимо ведущего международного Средиземноморского региона с помощью транснациональных туристских корпораций интенсивно осваиваются океанические территории — акватории Азиатско-Тихоокеанского региона и отдельных стран, примыкающих к Мировому океану.

**Транспортно-коммуникационный потенциал Мирового океана.** По Мировому океану осуществляется от 65 до 80 % объема внешнеэкономических перевозок мира, при этом около 50 % перевозок приходится на нефть и нефтепродукты. Фрахтовый рынок морского тоннажа осваивает более 75 % общего объема международных перевозок. В 2004 г. морским транспортом было перевезено 90 % морского экспорта на 8,9 трлн долл.

Экономическая эффективность морского транспорта для перевозки грузов на значительные расстояния более чем в 2 раза выше, чем железнодорожного.

Мировая статистика свидетельствует, что на 10 первых стран приписки (по валовой регистровой вместимости не менее 100 т) приходится более 70 % тоннажа мирового флота (Панама, Либерия, Мальта, Греция, Гондурас, Антильские о-ва, Сенегал, Фарерские о-ва, Мавритания, Бермудские о-ва).

Между тем заметим, что по сообщениям печати, ежегодно в океанах погибает 2 172 судна, только в бассейне Карибского моря погибло около 400 испанских галеонов с золотом.

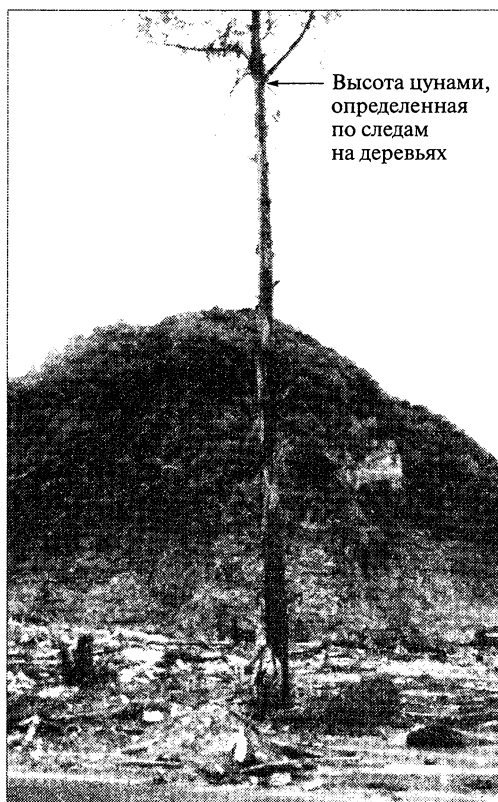
## 12.2. Береговая среда и человек

На морских побережьях взаимодействуют суша, океан и атмосфера в условиях значительного и все увеличивающегося антропогенного давления. Это не только зона непосредственного взаимодействия трех геосфер, но и более широкая полоса, в пределах которой функционируют специфические прибрежные природно-хозяйственные системы. Под морскими побережьями обычно понимается пространство, условно ограниченное изогипсой 200 м над уровнем моря и изобатой 200 м ниже уровня моря. Прибрежные природно-хозяйственные системы — очень важный компонент экосферы.

Зона побережья морей, заключенная между изогипсами –200 м и +200 м, отличается следующими основными чертами: 1) в ней проживает около 60 % населения мира и расположены две трети городов мира с населением более 1,6 млрд чел.; 2) она занимает 18 % поверхности Земли; 3) в ней формируется около четверти первичной биологической продукции мира и она дает около 90 % мирового улова рыбы.

Прибрежная зона занимает всего лишь 8 % площади Мирового океана и составляет менее 0,5 % его объема. Однако в ней формируется 18 — 33 % биологической продукции океана. Прибрежная зона поглощает 75 — 90 % стока наносов рек вместе с загрязняющими их веществами. В ней аккумулируется 90 % современных рыхлых отложений мира и накапливается также 80 % того органического вещества, которое удаляется из активной части глобального цикла углерода.

Изменения климата сопровождаются ростом повторяемости штормов и штормовых нагонов воды. Ожидается, что уровень Мирового океана к 2100 г. поднимется на 20 — 86 см, а в среднем — на 50 см с соответствующим неблагоприятным воздействием на прибрежные системы. На песчаных пляжах изменение уровня



Высота цунами, определенная по следам на деревьях

Рис. 12.3. Участок побережья на севере о. Суматра, подверженный атаке волны цунами 26.12.2004 г., высота отдельных заплесков которой составляла около 35 м над уровнем моря (фото Т. Пинетиной из А. С. Мониной, Н. Н. Корчагина, 2010)

Прибрежные экосистемы относятся к богатейшим в мире с точки зрения биологической продуктивности. Они находятся под угрозой существенного нарушения и даже разрушения примерно на половине берегов мира. Оценка риска деградации морских побережий была выполнена в Институте мировых ресурсов в Вашингтоне. Для анализа были выбраны пять индикаторов: города с населением более 100 тыс. чел.; крупные порты; плотность населения прибрежной зоны; плотность дорог; плотность нефтяных и газовых трубопроводов. Индикаторы были затем объединены в индекс. Результаты оценки представлены в табл. 12.1.

Основными силами в эволюции прибрежных систем в масштабе от лет до десятилетий являются антропогенные факторы, тогда как более долгосрочные изменения (от десятилетий до столетий) вызваны природными факторами, хотя, возможно, и спровоцированными действиями человека.

В связях с береговой средой человек действует как консумент высшего порядка, а в метаболическом отношении общество с производственной сферой выступает

океана на 1 см означает изменение положения уреза воды приблизительно на 1 — 1,5 м. Рост уровня на 0,5 м вызовет отступление суши не менее чем на 50 м. Уже сейчас вследствие подъема уровня в течение текущего столетия 70 % песчаных берегов мира отступают. Огромную опасность для человека представляют волны цунами (рис. 12.3).

Антропогенные преобразования природно-хозяйственных систем морских побережий относятся к наиболее интенсивным в мире. Прирост населения в прибрежных зонах больше, чем прирост на внутриконтинентальных территориях. Чем ближе к средней границе раздела между водой океана и суши, тем больше плотность использования земли и выше деградация прибрежных земель. Конфликтная ситуация на побережьях возникает также вследствие развития *туризма*, требующего чистой воды и чистого побережья значительной ширины и протяженности.

Около 90 % загрязнений вод прибрежной зоны, поступающих с суши, включая бытовые сточные воды, биогены и токсичные вещества, остаются в прибрежных водах.

За последнее столетие антропогенные преобразования прибрежных систем протекают в условиях роста уровня океана, что дополнительно вызывает значительные хозяйственные проблемы.

Таблица 12.1. Протяженность берегов мира (%), находящихся под угрозой риска неблагоприятных последствий антропогенной деятельности

Регион	Риск		
	малый	умеренный	высокий
Африка	49	14	38
Азия	31	17	52
Северная и Центральная Америка	71	12	17
Южная Америка	50	24	26
Европа	14	16	70
Бывший СССР	64	24	12
Океания	56	20	24
Мир в целом	49	17	34

как мощный источник энергии и самых разнообразных веществ, включая крайне токсичные. Наиболее интенсивно в последние полвека проявляется воздействие производственной деятельности на условия развития береговой среды океана — прежде всего это касается изменения притока воды и наносов в прибрежные районы.

Мелиоративное и гидротехническое использование речного стока резко нарастает в наши дни. Оценки естественных тенденций в изменении речного стока приводят к заключениям как о постоянстве средней величины речного стока в течение последних 2—3 тыс. лет и затруднительности обоснованного суждения об устойчивости тенденций изменения стока в современный период, так и о направленном снижении стока векового и сверхвекового порядка для ряда обширных территорий. Вместе с тем текущее потребление воды человечеством составляет около 2 600 км<sup>3</sup> в год, а безвозвратно потребляется 1 600 км<sup>3</sup>.

Суммарное уменьшение стока основных рек составляет примерно 60 км<sup>3</sup> в год, или всего 2 % от водных ресурсов рек. Учитывая степенную зависимость твердого стока от жидкого, можно прогнозировать значительное сокращение притока наносов к берегам. В том же направлении действует и эффект загрязнения береговой зоны, ведущий к снижению притока биогенного материала в береговую зону.

Все большее значение приобретают берегоукрепительные работы в береговой зоне океана. В связи с тенденциями к усилению размыва берегов в ближайшее время резко возрастут расходы на берегоукрепительные мероприятия. Тем более необходимо рационально спланировать будущую берегоукрепительную политику.

### 12.3. Загрязнение Мирового океана

Приблизительная, с округлением до 10 %, оценка доли вклада основных источников загрязнения Мирового океана и его компонентов следующая: сток загрязнений с суши (как по рекам, так и в виде рассеянного стока) составляет

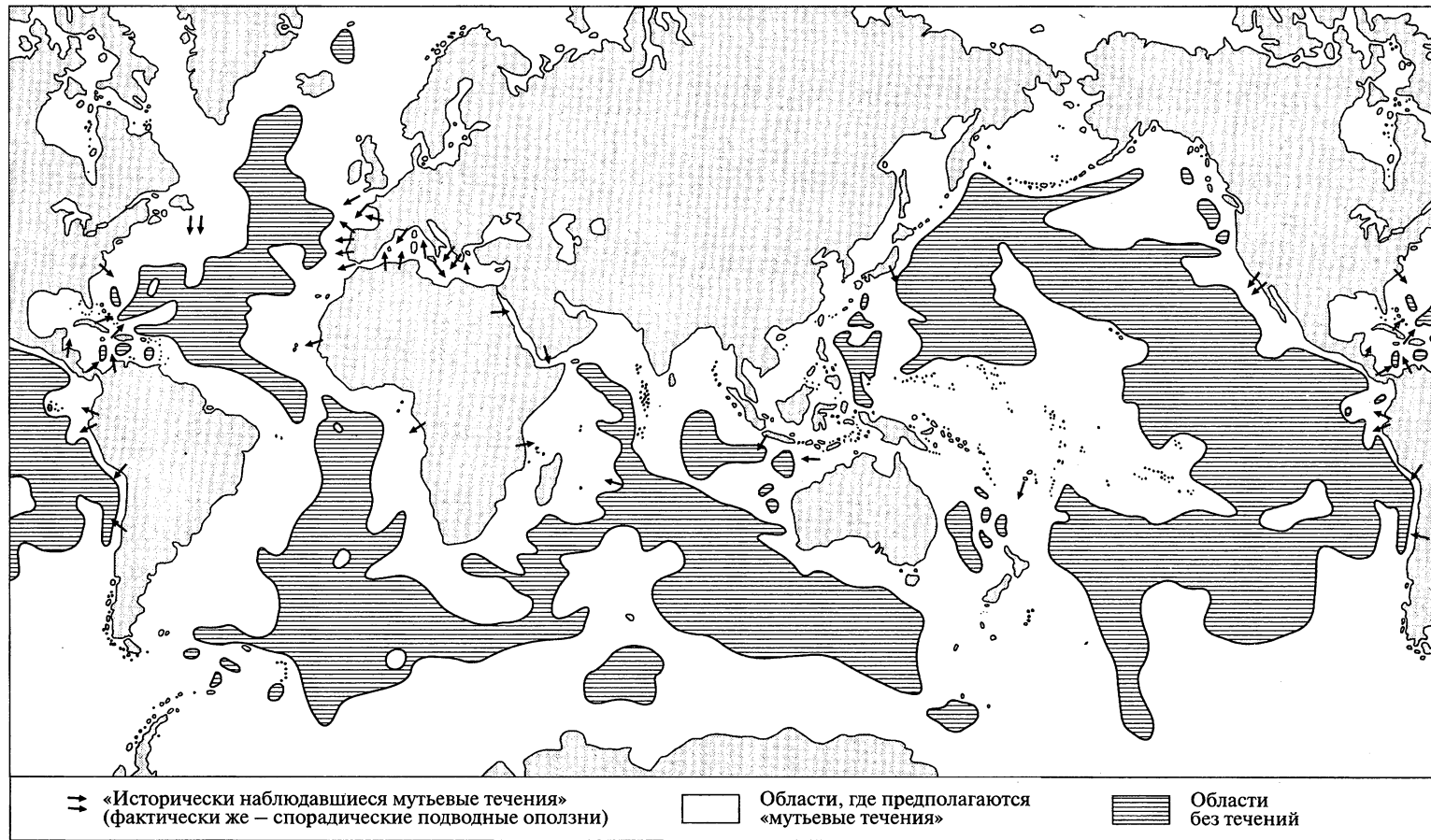


Рис. 12.4. Распространение мутьевых потоков за историческое время, начиная с 1880 г. (из Elmendorf, Heezen, 1957).

К этой схеме следует добавить, что новейшие исследования еще более уменьшают поверхности площадей морского дна, недоступные для мутьевых потоков. В случае интенсивного загрязнения береговой зоны транспорт загрязнений по подводным каньонам приведет к отравлению придонного слоя большей части океана

40 %, выпадения из атмосферы — менее 40 % и источники на море (судоходство, добыча нефти и др.) — более 20 %. В соответствии с источниками загрязнения должна разрабатываться и стратегия управления им, его контроля, включая конкретную стратегию по каждому точечному источнику. Терригенное происхождение основной массы загрязнителей указывает на приоритетность действий на суше и на берегах, поскольку литодинамические процессы (оползни, суспензионные потоки и др.) способны перенести загрязнения и отравить огромные пространства дна океанов даже на самых больших глубинах (рис. 12.4).

**Нефтяное загрязнение.** Нефть попадает в береговую зону со стоком загрязненных рек, из акваторий портов или специальных сливов и из открытого моря после катастроф с танкерами, аварий с морскими скважинами или при обычном промывании емкостей танкеров морской водой. В масштабе планеты ежегодное поступление нефти в море, по различным оценкам, составляет от 2,4 до 6,3 млн т.

Нефтяное загрязнение береговой зоны сопровождается значительными нарушениями экологического равновесия (Нельсон, Смит, 1977). В частности, нефть оказывает сильное влияние на растительность береговой зоны. Многие из крупных водорослей ежегодно теряют старые периферические части во время сильных штормов и дают новые побеги у основания растений. Ввиду более кратковременного воздействия нефти на водоросли, а также благодаря существованию приспособительных механизмов водоросли способны к восстановлению. Наиболее чувствительна к загрязнениям красная водоросль.

Некоторые низшие водоросли, особенно синезеленые, устойчивы к нефтяному загрязнению и даже способны утилизировать нефть. В частности, *Oscillatoria* — типичный представитель этой группы растений, используемых в настоящее время на фильтрах для очистки сточных вод от нефти.

Растительность маршей включает группы растений от очень чувствительных до очень стойких к загрязнению. При систематическом загрязнении наблюдается замена растительности маршей более стойкими видами, т.е. наблюдается уменьшение видового разнообразия их флоры. Восстановление растительности при эпизодических загрязнениях обычно происходит за счет новообразований, но никогда не наблюдается сохранение листы, сильно загрязненной нефтью. Существенным следствием гибели растительности маршей является снижение их поверхности на 15—25 см (за три года) по сравнению с незагрязненными участками. Важно отметить, что марши служат местом обитания многих птиц, зимующих на них, моллюсков, ракообразных и рыбы, по отношению к которым растительность представляет начало трофической цепи.

Морские травы страдают сильнее, чем большинство водорослей. Сильно пострадали после нефтяной катастрофы в проливе Санта-Барбара *Phyllospadix*, а заросли *Thalassia* непрерывно вырождались в течение нескольких месяцев после разлива нефти в Пуэрто-Рико. Значительные повреждения от разливов нефти возникают у мангровых *Rhizophora* и *Avicennia*, но если корни остаются чистыми, то растения выживают.

Перспективы борьбы с нефтяным загрязнением береговой зоны существенно осложняются ростом добычи нефти и нефтепереработки, увеличением тоннажа танкерного флота и перевозок нефтегрузов. Признаки загрязнения воды появились и в арктических морях. Особенно опасны здесь утечки нефти. При низких температурах распад нефти замедляется и токсические эффекты сохраняются более продолжительное время.

**Радиоактивное загрязнение.** В 1970 г. искусственная радиоактивность океанской воды составляла 0,1 % природной радиоактивности. Величина эта как будто небольшая, однако она имеет тенденцию к увеличению, несмотря на прекращение всеми странами термоядерных испытаний в атмосфере и океане, а также ограничение числа подземных испытаний. К 1992 г. в мире работало 496 объектов ядерной энергетики и строилось еще 15 ядерных реакторов мощностью каждого 1 млн кВт. Уже сейчас в ряде стран ядерный энергетический потенциал преобладает.

Негативные последствия развития атомной промышленности заключаются в том, что не существует надежных способов утилизации и захоронения побочных продуктов ее производства — радиоактивных отходов (РАО) и отработанного ядерного топлива. В мире накоплено 200 тыс. т РАО. Через 20 лет эта цифра удвоится. Задача захоронения РАО становится в высшей степени актуальной.

Будущее атомной энергетики зависит от решения проблем захоронения радиоактивных отходов. Пока же эти проблемы только обостряются и едва ли могут быть решены традиционными методами. А. В. Ильин (2007) выдвигает основное требование — перейти *от исторического варианта захоронения к геологическому*, когда длительность хранения исчислялась бы сроками естественного прекращения радиоактивности РАО. При этом область захоронения должна быть полностью изолирована от внешней среды и находиться на *нижнем уровне поверхности литосферы*.

Таким условиям отвечает единственное место на Земле — дно Мирового океана. А единственный способ захоронения РАО в его пределах — консервация контейнеров с РАО под мощным чехлом тонкодисперсных донных отложений.

Дно Мирового океана делится на ряд крупных геоморфологических провинций: шельф, материковый склон, материковое подножие, срединно-океанические хребты и абиссальные равнины. Поскольку захоронение предполагает погребение контейнеров с РАО под чехлом донных отложений, подлежат оценке условия седиментации и развития литодинамических процессов в этих провинциях.

На шельфе практически не накапливаются донные осадки, а сносятся в основном на большие глубины. Абиссальные равнины и срединно-океанические хребты имеют маломощный покров донных отложений и характеризуются малыми скоростями осадконакопления (1—2 см/1 000 лет). Поэтому они не могут служить местами захоронения отходов.

В пределах материкового склона и материкового подножия накоплены толщи донных отложений мощностью до 10—15 км. Именно подножие материкового склона или материковое подножие — в высшей степени перспективная провинция для захоронения РАО. Такая перспектива определяется рельефом подводной окраины материка, составом донных отложений и особенностями литодинамических процессов.

Материковый склон занимает примерно 15 % площади дна океана и характеризуется большим разнообразием морфологии. Средний угол его наклона — 3—4°. Высота материкового склона составляет в среднем 3—4 км. В районах глубоководных желобов она достигает 8—10 км. Средняя ширина склона равна 70 км. Рельеф материковых склонов осложнен субгоризонтальными террасами, подводными каньонами и другими формами рельефа.

Обзор данных о перемещениях донных отложений на материковом склоне показывает, что научная база об оползневых явлениях разработана достаточно глубоко и в разных аспектах. Так, ширина оползней по фронту движения измеря-

ется сотнями километров, а толщина перемещенных осадочных масс составляет сотни метров. Эти гигантские объемы донных отложений состоят в основном из глинистых частиц, обеспечивающих консервацию любых объектов, оказавшихся на конечном пункте перемещения оползня, а также обладающих способностью к максимальной адсорбции.

Наиболее активными сорбентами являются глинистые минералы — монтмориллонит, каолинит, бентонит и др. При этом концентрация РАО экспоненциально убывает с удалением от источника излучения. Например, после аварии в районе Буле (Гренландия) большая часть плутония обнаружена в осадках до глубины 10 см. Другими словами, при незначительных объемах концентрация РАО может снизиться до фоновых величин уже в пределах первых метров. Между тем в оползне концентрируются десятки и сотни метров осадков, под которым будут захоронены контейнеры с РАО.

Учитывая кризисное состояние проблемы захоронения РАО и отсутствие эффективных подходов к ее решению, феномен подводных оползней в Мировом океане представляется альтернативой надежной изоляции РАО. Такие отходы будут надежно захоронены под мощным чехлом донных отложений при создании необходимых условий для возникновения подводного оползня.

Развитие оползней с целью захоронения РАО можно инициировать на материковых склонах многих районов Мирового океана. Главным критерием должно быть наличие мощного чехла рыхлых осадочных пород на склоне. Такие склоны характерны для пассивных окраин континентов, где землетрясения и заметные тектонические движения проявляются редко. Здесь в течение десятков миллионов лет накопились толщи донных отложений мощностью до 5—17 км. Больше всего таких склонов в Атлантическом и Индийском океанах, а также в Арктике и Антарктике. Менее благоприятны в этом отношении материковые склоны Тихого океана, где активные тектонические процессы не позволили сформировать склоны с мощным осадочным чехлом. Вместе с тем глубоководные желоба Тихого и Индийского океанов представляются заманчивыми структурами для захоронения РАО в связи с тем, что дно желобов расположено между двумя противостоящими склонами — естественными ограничителями перемещения оползня.

Несмотря на глубокую научную обоснованность высказанных А. В. Ильиным (2007) предложений по решению проблемы захоронения РАО, инерционная практика избавления от отходов путем их слива в океан продолжается.

## **12.4. Уроки взаимодействия человека с береговой средой**

В отношении использования биологических ресурсов моря (в основном рыбы) человечество уже тридцать лет назад достигло практического предела, определяемого уровнем первичной продукции и условиями воспроизводства морских организмов.

Дальнейший значительный рост морепродуктов невозможен без перехода на новую технологию. Аквакультура — разумный и выгодный путь использования обширных угодий береговой зоны, роста продукции рыбы и других объектов промысла без нанесения ущерба природной среде.



Будущее аквакультуры, в особенности в области производства продуктов животноводства, определяется ее высокими экономическими показателями. По сравнению со свининой стоимость производства 1 кг живого мяса при культивировании в солоноватых водах составляет 53 %, в пресных водах — 43, а в морских — 24 %. Аквакультура оказывается выгоднее, чем другие формы производства. Она гораздо рентабельнее, чем рыболовство.

Эстуарии, лагуны и фиорды оказываются по характеристикам их природной среды исключительно удачно приспособленными для аквакультуры.

Самые высокие урожаи биопродукции достигаются в эстуариях при очень низком видовом разнообразии, что делает их аналогами современных высокопродуктивных сельскохозяйственных и животноводческих предприятий.

Тот, кто хотя бы раз видел ритмичное обновление спокойных вод эстуария, зеленое ожерелье маршей, сверкающую на солнце поверхность осушки с тысячами блюдц-западин и тонкой паутиной каналов, снующих повсюду черно-красных крабов, стаи белых гусей или розовых фламинго, плотные косяки лососей, идущих на нерест, — тот, даже не будучи очень эмоциональным человеком, наверное, испытал какое-то удивительное чувство. Но в наш век одна лишь красота не защитит природный объект от разрушительного внешнего воздействия. Ведь в приливах одни специалисты видят источник энергии, в крабах и рыбах другие усматривают биологические ресурсы, а третьи озабочены портостроительством. Однако всем нам требуется нечто большее — осознание необходимости сохранения и защиты любой природной системы.

А между тем сейчас вряд ли многие из нас, потребляя креветок или красную икру, задумываются о том, что существование этих деликатесов и возможность их повторного появления на нашем столе неразрывно связаны с эстуариями. Надевая свитер, связанный из шерсти овец, пасущихся на маршах Шотландии, вряд ли кто вспомнит о зеленом обрамлении эстуариев. Сжигая горючее в баках автомобиля, конечно же, мы не задумываемся о том, что оно заготовлено функционированием системы эстуария за многие сотни миллионов лет до нашего появления. А кто помнит о происхождении соли, выпаренной из лагунных рассолов?

Этот раздел был начат с упоминания об эстетической ценности эстуариев. Между тем главный лозунг современного потребительского общества — рост потребления. Полезно при этом иметь в виду естественные ограничения ресурсов природных систем и необходимость поддержания их постоянного возобновления.

Наукой установлено, что эстетические ценности играют значительную роль не только в сохранении здоровья человека, но и в повышении производительности труда. В современном обществе сохранение здоровья человека — едва ли не самая важная задача, не уступающая по значению задаче интенсивного развития производства.

Верно отмечено, что «главный критерий успешного развития экономики — вовсе не размеры производства и потребления, а *природа, размер, качество и сложность совокупного основного капитала, включая состояние тела и ума людей, входящих в систему*» (К. Болдуин. Цит. по Ю. Одуму, 1975, с. 76, выделено автором. — *Г. С.*). В сфере использования ресурсов эстуариев необходимо руководствоваться общей стратегией природы, следующей принципу «есть пирог так, чтобы он оставался целым».

Соотношение биомассы nekтона и зообентоса в целом по океану 1: 6,6 по живому весу и 1: 10 по сухому весу. Таким образом, даже ориентируясь на средние

показатели по океану, можно рассчитывать на увеличение продукции бентоса прибрежных вод в 7—10 раз по сравнению с nekтоном. Приведенные оценки продуктивности бентосных организмов в некоторых эстуариях действительно на порядок величин превышают продукцию рыб.

Причины большей продуктивности бентосных животных заключаются в их способности более эффективно использовать разнообразные источники пищи, а также в том, что вблизи дна концентрация пищевых ресурсов максимальна. Важнейшая причина исключительной продуктивности эстуариев и их искусственных аналогов состоит в преимущественном использовании ее обитателями детритной пищевой цепи, что резко повышает эффективность работы экосистемы.

Создав невыносимую среду существования во многих больших городах, человечество обнаружило вдруг тенденцию к бегству из них. Но еще раньше и незаметно произошло обеднение разнообразия и концентрации жизни в эстуариях, к которым примкнули мегалополисы. Не моделирует ли человек на примере эстуариев собственное будущее? Отсутствие строгих доказательств такой догадки вовсе не исключает неразделимости судеб человека и мира эстуариев.

Средний эстуарий по общей продуктивности вод намного богаче открытого океана. Такой эстуарий продуцирует органический материал со скоростью 3 т в год на 1 га, т.е. в 10—100 раз выше, чем открытый океан.

К сожалению, общественности, да и узко информированным специалистам мало известна роль эстуариев как фундамента жизни в океане. Можно привести такой пример. Только 1 акр маршевых территорий продуцирует в год 1 т морских червей. Оценить эффективность этого производства очень трудно, потому что большинство людей острой нужды в морских червях как будто не испытывают. Между тем представление об экономической эффективности такого «фермерского» хозяйства все же можно получить, если учесть, что стоимость 1 т морских червей, приготовленных искусственно в лабораторных условиях, составляет 100 тыс. долл.

Задача науки должна заключаться не только в исследовании эстуариев, но и в разъяснительной работе о их непреходящей ценности самым широким слоям населения. Однако никакое знание само по себе не становится элементом практики до тех пор, пока не найдены четкие организационные формы для внедрения научных достижений в практические дела, для перевода научной, инженерной и экономической информации на уровень принятия решений.

Между тем «...Недостаток существующих сейчас любых политико-экономических систем состоит в том, что они имеют дело в основном с производимыми человеком товарами и услугами и не оценивают не менее необходимые для жизни природные ресурсы и услуги, не вполне осознавая их значение. Эти ресурсы и услуги остаются вне монетарной системы» (Ю. Одум, 1986, с. 195). И еще «...рыночная экономика отказывает, когда дело доходит до распределения природных ресурсов» (Ю. Одум, 1986, с. 197).

Обладая сегодня колоссальными техническими и энергетическими возможностями, человечество могло бы в ближайшие годы не только предотвратить загрязнение и деградацию береговой зоны океана, но и обогатить их природу.

Овладев законами формирования плодородия голубой нивы прибрежных вод, можно было бы сделать следующий шаг и пойти на создание искусственных эстуариев и им подобных продуктивных систем.

Кроме привычного обращения к утилитаризму — утверждению о полезности разумного отношения человека к береговой среде для самого же человека, о необходимости учиться у природы правильной организации хозяйства — было бы, однако, неверно не обратиться к совести человека, поскольку безнравственно отравлять замечательный источник жизни, генетический инкубатор, «детский сад» океана. Но совесть человека усыплена диверсионной пропагандой его культа и особой роли в природе. Между тем вовлечение в сферу его интересов огромных объемов веществ и невиданных количеств энергии означает вовсе не выделение его из мира природы, а только еще большую зависимость от нее.

- Айзатуллин Т.А.* Активные поверхности и жизнь // *Химия и жизнь*. — 1966. — № 11. — С. 68—69.
- Айзатуллин Т.А.* Океан. Активные поверхности и жизнь / Т.А. Айзатуллин, В.Л. Лебедев, К.М. Хайлов. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — 192 с.
- Айзатуллин Т.А.* Океан. Фронты, дисперсии, жизнь / Т.А. Айзатуллин, В.Л. Лебедев, К.М. Хайлов. — Л., 1984.
- Атлас океанов.* Антарктика. — Т. 6. — СПб.: ГУНИО, 2005. — 280 с.
- Атлантический океан* / [Р.П. Булатов и др.]. — М.: Мысль, 1977. — 295 с.
- Атлас Антарктики.* — Т. 1. — М.-Л.: Изд. ГУГК МГ СССР, 1966. — 225 с. — Т. 2. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 598 с.
- Атлас Арктики.* — М.: ГУГК при СМ СССР, ААНИИ, 1985. — 204 с.
- Атлас океанов.* — Т. 1. Тихий океан. — Л.: Изд. ГУНИО МО СССР, 1974. — 302 с. — Т. 2. Атлантический и Индийский океаны. — Л., 1977. — 306 с. — Т. 3. Северный Ледовитый океан. — Л., 1980. — 189 с. Приложение «Термины. Понятия. Справочные таблицы». — Л., 1980. — 156 с.
- Бёрд Э. Ч. Ф.* Изменение береговой линии. — Л.: Гидрометеоздат, 1990. — 256 с.
- Богданов Д. В.* Региональная физическая география Мирового океана. — М.: Высшая школа, 1985. — 175 с.
- Богоров В. Г.* Жизнь океана. — М.: Знание, 1969. — 63 с.
- Бровко П. Ф.* Развитие прибрежных лагун. — Владивосток, 1990. — 148 с.
- Бурнашев В. Х.* Экспериментальные исследования распределения скорости течений в придонной области // *Тр. ЛГМИ*. — Вып. 44. — 1971.
- Вернадский В. И.* Биосфера. — М., 1968 (1926).
- Внешняя граница континентального шельфа России в Северном Ледовитом океане* / [С.П. Алексеев и др.] // *Навигация и гидрография*. — 2001. — № 12. — С. 44—49.
- Гембель А. В.* Общая география Мирового океана. — М.: Высшая школа, 1979. — 215 с.
- География Антарктиды* / [К.К. Марков и др.]. — М.: Мысль, 1968. — 440 с.
- География Мирового океана.* В 7 т. (1979—1986). — Л.: Наука. — Т. 1. Экономическая география Мирового океана, 1979. — 311 с. — Т. 2. Физическая география Мирового океана, 1980. — 362 с. — Т. 3. Тихий океан, 1981. — 388 с. — Т. 4. Индийский океан, 1982. — 387 с. — Т. 5. Атлантический океан, 1984. — 589 с. — Т. 6. Северный Ледовитый и Южный океаны, 1985. — 501 с. — Т. 7. Дополнения, понятия, термины, 1987. — 229 с.
- Геоморфологические аспекты внешней границы континентального шельфа России в Арктике* / [Г.Д. Нарышкин и др.]. — СПб., 2005. — 60 с.
- Гершанович Д. Е.* Биопродуктивность океана / Д. Е. Гершанович, А.Л. Елизаров, В. В. Сапожников. — М.: Агропромиздат, 1990. — 237 с.
- Грамберг И. С.* Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана / И. С. Грамберг, О. И. Супруненко, Д. В. Лазуркин // *Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне*. — СПб., 2000. — С. 31—38.
- Грамберг И. С.* Особенности рельефа дна Арктического глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана / И. С. Грамберг, Г.Д. Нарышкин // *Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы кон-*

тинентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. — СПб., 1999. — С. 53—72.

*Граничные поверхности* и география океана / [Т.А. Айзатуллин и др.] // Вестн. Моск. ун-та. — Сер. 5. География. — 1976. — № 3. — С. 25—35.

*Григорьев А.А.* Закономерности строения и развития географической среды. — М.: Мысль, 1966.

*Добровольский А.Д.* Региональная океанология / А.Д. Добровольский, Б.С. Залогин. — М.: Изд-во МГУ, 1992. — 224 с.

*Добролюбов С.А.* Основные концепции современной океанологии / С.А. Добролюбов, С.С. Лаппо, В.Л. Лебедев // Вестн. Моск. ун-та. — Сер. 5. География, 2005. — № 1. — С. 98—108.

*Долотов Ю.С.* Проблемы рационального использования и охраны прибрежных областей океана. — М.: Научный мир, 1996. — 304 с.

*Доронин Ю.П.* Региональная океанология. — Л.: Гидрометеиздат, 1986. — 304 с.

*Дубинин Е.П.* Океанический рифтогенез / Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков. — М.: ГЕОС, 2001.

*Дуванин А.И.* (ред.) Взаимодействие океана с окружающей средой. — М.: Изд-во МГУ, 1983. — 214 с.

*Жуков Л.А.* Общая океанология. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 376 с.

*Зайцев Ю.П.* Жизнь морской поверхности. — Киев, 1974.

*Залогин Б.С.* Мировой океан / Б.С. Залогин, К.С. Кузьминская. — М.: Издательский центр «Академия», 2001.

*Залогин Б.С.* Моря / Б.С. Залогин, А.Н. Косарев. — М.: Мысль, 1999. — 400 с.

*Захаров В.Ф.* Морские льды и климат / В.Ф. Захаров, В.Н. Малинин. — СПб.: Гидрометеиздат, 2000. — 92 с.

*Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов / В.П. Зенкович. — М., 1962.

*Зенкевич Н.Л.* Атлас фотографий дна Северного Ледовитого океана. — М., 1970. — 206 с.

*Зенкевич Л.А.* Фауна и биологическая продуктивность моря / Л.А. Зенкевич. — Л., 1951.

*Зубов Н.Н.* Динамическая океанология. — М.-Л.: Гидрометеиздат, 1947.

*Зубов Н.Н.* Основы учения о проливах Мирового океана. — М.: Географгиз, 1956. — 240 с.

*Иванов Ю.А.* Модельные исследования оценки вклада ветровых течений в общую циркуляцию Мирового океана / Ю.А. Иванов, К.В. Лебедев // Океанология, 2003. — Т. 43. — № 6. — С. 827—833.

*Ильин А.В.* Геоморфология дна Атлантического океана. — М.: Наука, 1976.

*Ильин А.В.* О геоморфологическом аспекте захоронения радиоактивных отходов на дне океана. Ст. 1 // Геоморфология, 2007. — № 3. — С. 3—13.

*Ильин А.В.* О геоморфологическом аспекте захоронения радиоактивных отходов на дне океана. Ст. 2 // Геоморфология. 2007. — № 1. — С. 3—15.

*Калесник С.В.* Основы общего землеведения. — М., 1955.

*Канаев В.Ф.* Рельеф дна Индийского океана. — М.: Наука, 1979.

*Кислов А.В.* Климат в прошлом, настоящем и будущем. — М.: Наука, 2001. — 351 с. (также интернет-издание — [www.rfbg.ru](http://www.rfbg.ru)).

*Кленова М.В.* Геология Атлантического океана / М.В. Кленова, В.М. Лавров. — М.: Наука, 1975. — 458 с.

*Клиге Р.К.* История гидросферы / [Р.К. Клиге и др.]. — М.: Научный мир, 1998. — 370 с.

*Клиге Р.К.* Изменения глобального водообмена. — М.: Наука, 1985. — 247 с.

*Клиге Р.К.* Уровень океана в геологическом прошлом. — М.: Наука, 1980. — 111 с.

*Косьян Р.Д.* Гидрогенные перемещения осадков в береговой зоне моря / Р.Д. Косьян, Н.В. Пыхов. — М.: Наука, 1991. — 280 с.

*Лаппо С. С.* Географическая зональность в водах Мирового океана / С. С. Лаппо, В. Л. Лебедев // Горизонты географии. — М.: Изд-во МГУ, 2005. — С. 229—237.

*Лаппо С. С.* К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. — М.: Наука, 1984. — С. 125—129.

*Лебедев В. Л.* Введение в теорию морских течений. — М.: Изд-во МГУ, 2004. — 128 с.

*Лебедев В. Л.* Граничные поверхности в океане. — М.: Изд-во МГУ, 1986. — 192 с.

*Лебедев В. Л.* Системное картографирование физико-географического процесса в морской среде // Изв. ВГО, 1985. — Т. 117. — Вып. 3.

*Лебедев В. Л.* Формирование географической зональности в водах Мирового океана (с позиций физики) // Вопросы географии. — 1984. — № 125. — С. 25—35.

*Леонтьева В. В.* Гидрология желобов Мирового океана. — М.: Наука, 1985. — 208 с.

*Леонтьев О. К.* Физическая география Мирового океана. — М.: Изд-во МГУ, 1982. — 200 с.

*Лисицын А. П.* (ред.). Опыт системных океанологических исследований в Арктике. — М.: Наука, 2001.

*Лисицын А. П.* Ледовая седиментация в Мировом океане. — М., 1994.

*Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. — М., 1974.

*Лисицын А. П.* О химическом составе взвеси и воды морей и океанов / А. П. Лисицын, В. В. Гордеев. — Литология и полезные ископаемые, 1974. — № 3. — С. 15—28.

*Литвин В. М.* Мир подводных ландшафтов / В. М. Литвин, В. В. Федоров. — СПб., 1994. — 134 с.

*Лонгинов В. В.* Динамика береговой зоны бесприливных морей. — М., 1963. — 380 с.

*Лонгинов В. В.* О понятии «контактная зона» в литодинамике океана // Океанология, 1977. — Т. XVII. — Вып. 1.

*Лонгинов В. В.* Очерки литодинамики океана. — М.: Наука, 1972. — 244 с.

*Макинтайр Ф.* Верхний миллиметр океана // Наука об океане. — М., 1981.

*Малинин В. Н.* Общая океанология. — СПб.: РГГМУ, 1998.

*Марков К. К.* Введение и Заключение // Физическая география Мирового океана. — Л.: Наука, 1980.

*Марков К. К.* Задачи географического изучения Антарктики // Антарктика. Докл. Межвед. комис. — М.: Наука, 1974. — Вып. 13. — С. 190—192.

*Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана.* — М.-СПб., 2003.

*Матишов Г. Г.* Дно океана в ледниковый период. — Л.: Наука, 1968. — 176 с.

*Мироненко Н. С.* Общественно-географические проблемы освоения пространства и ресурсов Мирового океана / Н. С. Мироненко, М. Ю. Сорокин // Вестник Моск. ун-та. — Сер. 5. География. — 2007. — № 2. — С. 3—11.

*Михайлов В. Н.* Гидрология / В. Н. Михайлов, А. Д. Добровольский, С. А. Добролюбов. — М.: Высшая школа, 2005. — 464 с.

*Монин А. С.* Десять открытий в физике океана / А. С. Монин, Н. Н. Корчагин. — М.: Научный мир, 2008. — 170 с.

*Монин А. С.* История Земли. — Л.: Наука, 1977.

*Монин А. С.* О генерации океанской турбулентности // Изв. АН СССР, ФАО. — 1977. — Т. 13. — Вып. 5.

*Нарышкин Г. Д.* Рельеф дна Арктического бассейна / Автореф. дисс. докт. геогр. наук. — М., 2001. — 48 с.

*Нейман В. Г.* Динамика вод Индийского океана / В. Г. Нейман, В. А. Бурков, А. В. Щербинин. — М.: Научный мир, 1997. — 232 с.

*Одум Г.* Описание морских экосистем в виде диаграмм энергетических цепей // Моделирование морских систем. — Л., 1978. — С. 102—165.

*Одум Ю.* Основы экологии. — М., 1975.

*Одум Г.* Энергетический базис человека и природы / Г. Одум, Э. Одум. — М., 1978.

*Океанографическая энциклопедия.* — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 632 с.

- Океанология. Геофизика океана. Геодинамика* / Под ред. А. Г. Сорохтина. — М.: Наука, 1979.
- Океаны и материки* / [В. А. Садовничий и др.]. Книга I. Океаны. — М.: Изд-во МГУ, 2003.
- Петров К. М.* Подводные ландшафты. Теория, методы исследования. — Л.: Наука, 1989.
- Савенко В. С.* Что такое жизнь? Геохимический подход к проблеме. — М.: ГЕОС, 2004. — 203 с.
- Сафьянов Г. А.* Береговая зона океана в XX веке. — М.: Мысль, 1978. — 263 с.
- Сафьянов Г. А.* Геоморфология морских берегов. — М.: Географический факультет МГУ, 1996. — 400 с.
- Сафьянов Г. А.* Подводные каньоны — их динамика и взаимодействие с береговой зоной океана / Г. А. Сафьянов, В. Л. Меншиков, В. М. Пешков. — М.: ВНИРО, 2001.
- Сафьянов Г. А.* Эстуарии. — М.: Мысль, 1987.
- Саускан В. И.* Экологическая и биологическая продуктивность океана. — Калининград: КГУ, 1996. — 72 с.
- Сорохтин О. Г.* Развитие Земли / О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков. — М.: Изд-во МГУ, 2002. — 560 с.
- Сочава В. Б.* Введение в учение о геосистемах. — Новосибирск: Наука, 1978. — 319 с.
- Степанов В. Н.* Природа Мирового океана. — М.: Просвещение, 1982. — 192 с.
- Суетова И. А.* География живого вещества // Природа. — 1976. — № 2.
- Суховой В. Ф.* Моря Мирового океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1986.
- Тихий океан* / [Л. И. Галеркин и др.]. — М.: Мысль, 1982. — 318 с.
- Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. — М., 1972.
- Удинцев Г. Б.* Дно океанов — моногенез или гетерогенез? (опыт непредвзятого обсуждения проблемы) / [Г. Б. Удинцев, А. В. Ильин] // Геоморфология. — 2006. — № 4. — С. 11 — 21.
- Фащук Д. Я.* Мировой океан. История, география, природа. — М.: Академкнига, 2002. — 284 с.
- Фащук Д. Я.* Морская экологическая география — новое направление географической науки // Изв. РАН. — Сер. География, 2011. — № 2.
- Фащук Д. Я.* Эколого-географические основы морского природопользования. — Южно-Сахалинск: Сах.ГУ, 2010. — 240 с.
- Федоров В. В.* Гидронавты в глубинах океана. — М.: ВНИРО, 2007.
- Федоров К. Н.* Приповерхностный слой океана / К. Н. Федоров, А. И. Гинсбург. — Л., 1988.
- Хаин В. Е.* Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. — 604 с.
- Хайлов К. М.* Биохимия сообществ // Наука и жизнь. — 1966. — № 8.
- Ханайченко Н. К.* Система экваториальных противотечений в океане. — Л.: Гидрометеоздат, 1974.
- Шенпард Ч.* Жизнь кораллового рифа. — Л.: Гидростандарт, 1987. — 184 с.
- Шенпард Ф. П.* Морская геология. — Л.: Недра, 1976.
- Шмаков И. Н.* Геолого-генетические модели алмазных россыпей Африки (Намибия и Конго) и России (западного склона Урала) / Автореферат дисс. канд. геол.-минер. наук. — М., 2008.
- Шокальский Ю. М.* Океанография. — Петроград, 1917; Л., 1959. — 540 с.
- Шубаев Л. П.* Общее землеведение. — М.: Высшая школа, 1977. — 456 с.
- Шулейкин В. В.* Физика моря. — М.: Наука, 1968. — 1084 с.
- Broecker W.S.* The great ocean conveyor // Oceanography, 1991. Vol. 4. N. 2. P. 79 — 89.
- Chapman V.J.* Salt marshes and salt deserts of the world. — 1974.
- Damuth J. E., Embley R. W.* Mass-transport processes on Amazon cone: Western Equatorial Atlantic. AAPG Bull., v. 65/4, 1981. — P. 28 — 35.
- Day J. H.* (Ed.). Estuarine ecology with particular reference to Southern Africa. Rotterdam. 1981. — 325 p.

- Defant A.* The physical oceanography. — Vol. I. — Oxford: Pergamon Press, 1961. — 729 p.  
Vol. II. — Oxford: Pergamon Press, 1960. — 598 p.
- Emery K. O.* The Sea off Southern California. New York-London. 1960. — 366 p.
- Fashchuk D. Ya.* Marine Ecological Geography. Theory and Experience. Environmental Science and Engineering. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg, 2011. — 433 p.
- Gross M. G., Gross E.* Oceanography, a view of earth. Prentice-Hall. 1996. — 472 p.
- Hartwell A. D.* Classification and relief characteristics of northern Alaska's coastal zone. "Arctic", 1973, 26, #3, pp. 244—252.
- Inman D. L., Brush B. M.* The coastal challenge // Science, 1973. — Vol. 181. — № 4094.
- Inman D. L., Tait R. J., Nordstrom C. E.* Mixing in the surf zone // J. Geophys. Res. — 76, 1970. — № 5.
- Lebedev V.* Antarctica. Moscow: Foreign Lang. P. H., 1959. — 260 p.
- Lebedev V. L.* Systems mapping of Physical-Geographic Process in a Mine Environment // Mapping Sciences and Remotes Sensing, 1985. — V. 22, n. 2
- Lebedev V. L., Aizatulin T. A., Khailov K. M.* The Living Ocean. Moscow: Foreign Lang. P. H., 1989. — 328 p.
- Lewis J. R.* The ecology of rocky coasts. London etc., 1985.
- Mann K. H.* Ecology of coastal waters. Oxford etc., 1982.
- McLachlan A. (ed.)*. Sandy beaches as ecosystem. Developments in hydrobiology, 19, 1983.
- McLuscy D. S.* The estuarine ecosystem. Blackie, Glasgow a. London, 1981.
- Odum H. T.* Biological circuits and the marine system of Texas. Pollution and marine ecology (Eds. T. A. Olson a. F. J. Burgess). New York etc., 1967.
- Pickard G. H., Emery W. J.* Descriptive Physical Oceanography. Oxford GB, 1990. — 336 p.
- Pomeroy L. R., Wiegert R. G. (Eds.)* The ecology of a salt marsh. New York e. a., Springer, 1981, XIV.
- Pritchard D. W.* What is an estuary: physical view point. — Estuaries (Ed. Lauff G. H.), 1967.
- Reineck H. E.* Das Watt Ablagerungs — und Lebensraum. Verlag von W. Kramer. Frankfurt am Main, 1970. — 248 p.
- Shepard F. P., Dill R. F.* Submarine canyons and other sea valleys. Chicago, 1966. 381 P.
- Shepard F. P., Wanless J. E.* Our changing coastline. McGaw-Hill Book Co., 1971. 579 pp.
- Smith A. G., Pickering K. T.* Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth // J. of Geol. Soc. 2003, v. 160, n. 3.
- Stewart R. H.* Introduction to Physical Oceanography. Texas University. 2004. — 344 p.
- Stommel H.* The anatomy of the Atlantic Ocean // Scientific American. — V. 192 (1), 1955.
- Sverdrup X. U., Jonson M. W., Fleming R. H.* The oceans, their physics, chemistry and general biology. — New York: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, Inc., 1942. — 1087 p.
- Tomczak M., Godfrey J. S.* Regional oceanography: an introduction, Pergamon, 1994. — 442 p.



Предисловие.....	3
<b>Часть I. Мировой океан.....</b>	<b>5</b>
Глава 1. Общие закономерности океанской сферы.....	5
1.1. Океан как глобальная система и звено геосферы.....	5
1.2. Общие сведения.....	11
1.3. Закономерности взаимодействия океана с атмосферой.....	13
1.4. Формирование географической зональности.....	20
1.5. Закономерности взаимодействия с литосферой.....	30
1.6. Планетарные морфоструктуры дна и рельефообразующие процессы.....	38
1.7. Активность морской среды.....	55
1.8. Очаги взаимодействия.....	57
Глава 2. Морские процессы и структуры.....	63
2.1. Течения и водный рельеф.....	63
2.2. Волны и приливы.....	76
2.3. Пограничные слои океана.....	82
2.4. Образование и разрушение льда.....	85
2.5. Геосистема береговой зоны океана.....	92
2.6. Взвеси и жизнь в океане.....	103
2.7. Поля загрязнений и скин-прилив.....	107
Глава 3. Экваториально-тропический регион и абиссаль.....	113
3.1. Тропический океан.....	113
3.2. Система экваториальных противотечений и дивергенций.....	114
3.3. Южное колебание и Эль-Ниньо.....	117
3.4. Океанская стратосфера.....	119
Глава 4. Прибрежный океан и его биотопы.....	123
4.1. Скальные берега.....	124
4.2. Песчаные пляжи.....	126
4.3. Приливные осушки и марши.....	134
4.4. Коралловые рифы.....	144
4.5. Эстуарии и лагуны.....	154
Глава 5. Биотопы дна океана.....	169
5.1. Шельфовые равнины.....	169
5.2. Подводные каньоны и уступы материковых и островных склонов.....	173
5.3. Рифтовые зоны.....	179
5.4. Подводные горы.....	186
5.5. Ложе океана.....	190
Глава 6. Основные черты палеогеографии океана.....	198
6.1. Океанизация Земли.....	198
6.2. Природа глобальных изменений уровня океана.....	200
<b>Часть II. Океаны.....</b>	<b>207</b>
Глава 7. Северный Ледовитый океан.....	207

7.1. Географическое положение, орография .....	207
7.2. Климат .....	211
7.3. Глобальное взаимодействие .....	213
7.4. Проточно-круговая циркуляция .....	215
7.5. Водообмен .....	216
7.6. Льды .....	218
7.7. Структура вод .....	224
7.8. Моря. Реки. Приливы .....	228
7.9. Живой мир .....	231
7.10. Дно океана .....	232
7.11. Берега .....	234
7.12. Полезные ископаемые .....	242
Глава 8. Атлантический океан .....	245
8.1. Географическое положение, орография .....	245
8.2. Климат и природные зоны .....	246
8.3. Водные массы .....	250
8.4. Течения .....	254
8.5. Апвеллинги .....	264
8.6. Приливы .....	265
8.7. Моря .....	266
8.8. Речной сток .....	272
8.9. Живой мир .....	273
8.10. Дно океана .....	273
8.11. Берега .....	285
8.12. Полезные ископаемые .....	292
Глава 9. Индийский океан .....	293
9.1. Географическое положение, орография .....	293
9.2. Климат и природные зоны .....	295
9.3. Водные массы .....	297
9.4. Течения .....	300
9.5. Прибрежные апвеллинги .....	304
9.6. Приливы .....	304
9.7. Моря .....	305
9.8. Речной сток .....	306
9.9. Живой мир .....	307
9.10. Дно океана .....	307
9.11. Берега .....	316
9.12. Полезные ископаемые .....	320
Глава 10. Тихий океан .....	322
10.1. Географическое положение, орография .....	322
10.2. Климат и природные зоны .....	325
10.3. Водные массы .....	330
10.4. Течения .....	332
10.5. Апвеллинги .....	338
10.6. Приливы .....	342
10.7. Моря .....	343
10.8. Реки .....	351
10.9. Живой мир и промыслы .....	351
10.10. Дно океана .....	352
10.11. Берега .....	361
10.12. Полезные ископаемые .....	371
Глава 11. Южный океан .....	374
11.1. Географическое положение, орография .....	374
11.2. Климат .....	375

11.3. Ледники, айсберги и морские льды.....	379
11.4. Водные массы.....	383
11.5. Течения.....	386
11.6. Зоны подъема и погружения вод.....	388
11.7. Волны и приливы.....	388
11.8. Моря.....	389
11.9. Живой мир.....	392
11.10. Дно океана.....	393
11.11. Берега.....	400
11.12. Полезные ископаемые.....	403
Глава 12. Океаны и человек.....	404
12.1. Использование ресурсного потенциала Мирового океана.....	404
12.2. Береговая среда и человек.....	409
12.3. Загрязнение Мирового океана.....	411
12.4. Уроки взаимодействия человека с береговой средой.....	415
Список литературы.....	419

*Учебное издание*

**Лебедев Владимир Львович,  
Сафьянов Геннадий Александрович**

**Физическая география материков и океанов**

**В двух томах**

**Том 2**

**ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ ОКЕАНОВ**

**Учебник**

Редактор *Т. А. Рыкова*

Технический редактор *Е. Ф. Коржуева*

Компьютерная верстка: *Н. В. Протасова*

Корректор *Г. Н. Петрова*

Изд. № 101116683. Подписано в печать 04.08.2014. Формат 70×100/16.

Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Бумага офс. № 1. Усл. печ. л. 37,7 (в т. ч. цв. вкл. 2,6).

Тираж 1 000 экз. Заказ № 1873.

ООО «Издательский центр «Академия». [www.academia-moscow.ru](http://www.academia-moscow.ru)

129085, Москва, пр-т Мира, 101В, стр. 1.

Тел./факс: (495) 648-0507, 616-00-29.

Санитарно-эпидемиологическое заключение № РОСС RU. АЕ51. Н 16592 от 29.04.2014.

Отпечатано с электронных носителей издательства.

ОАО «Тверской полиграфический комбинат», 170024, г. Тверь, пр-т Ленина, 5.

Телефон: (4822) 44-52-03, 44-50-34. Телефон/факс: (4822) 44-42-15.

Home page — [www.tverpk.ru](http://www.tverpk.ru) Электронная почта (E-mail) — [sales@tverpk.ru](mailto:sales@tverpk.ru)

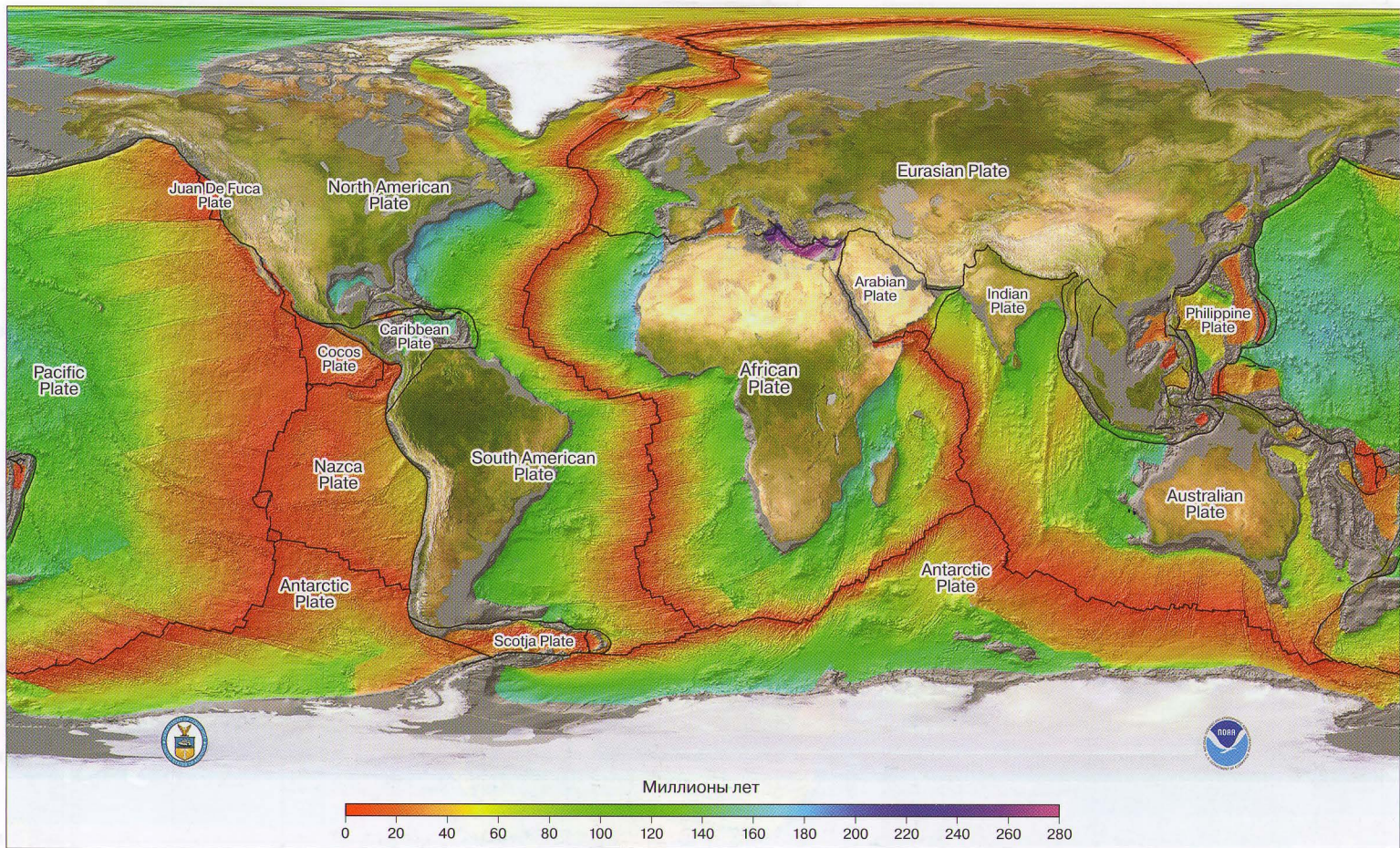
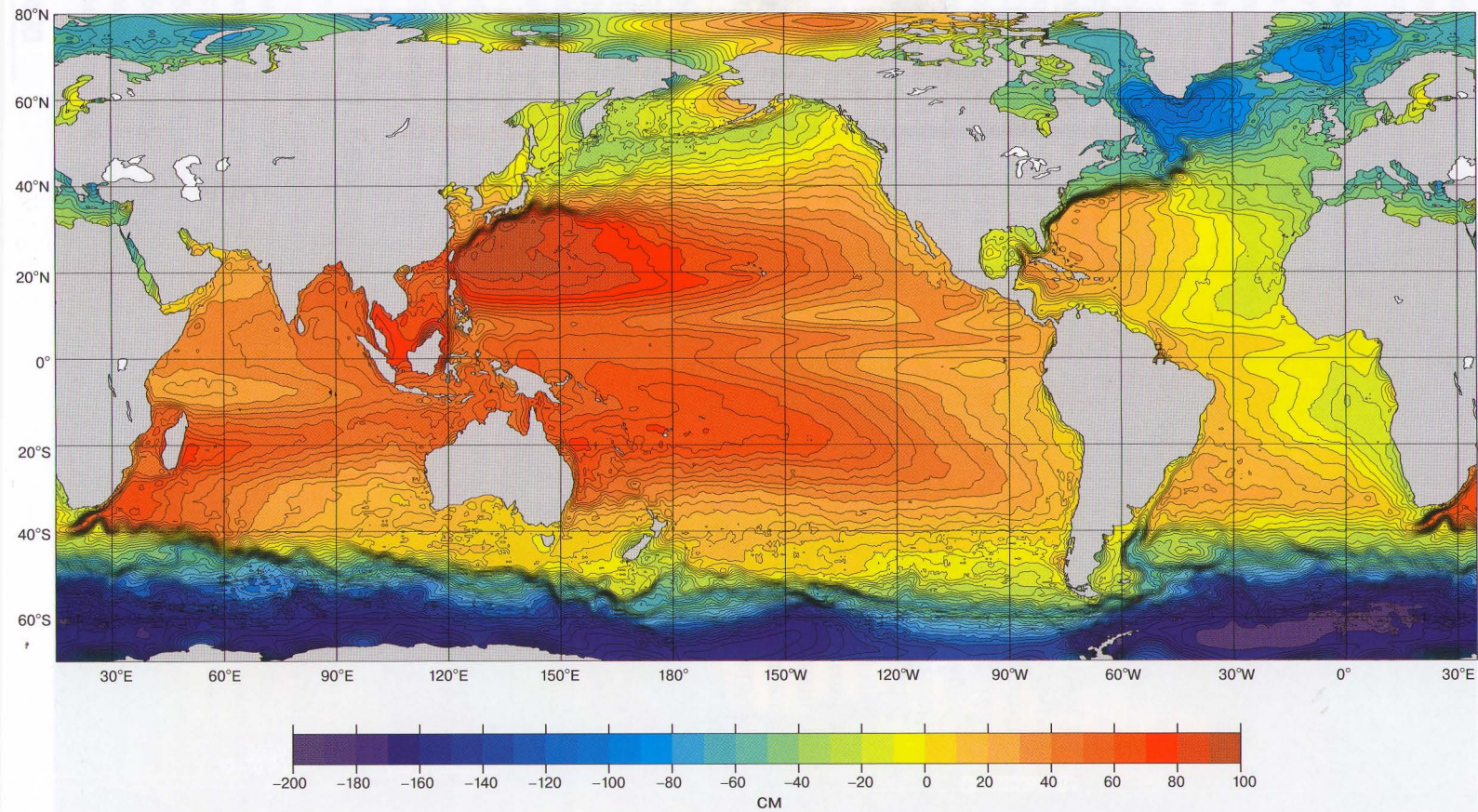


Image created by Elliot Lim, Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, NOAA National GeoPhysical Data Center (NGDS), Marine Geology and Geophysics Division.  
 Data & Images available from <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/>

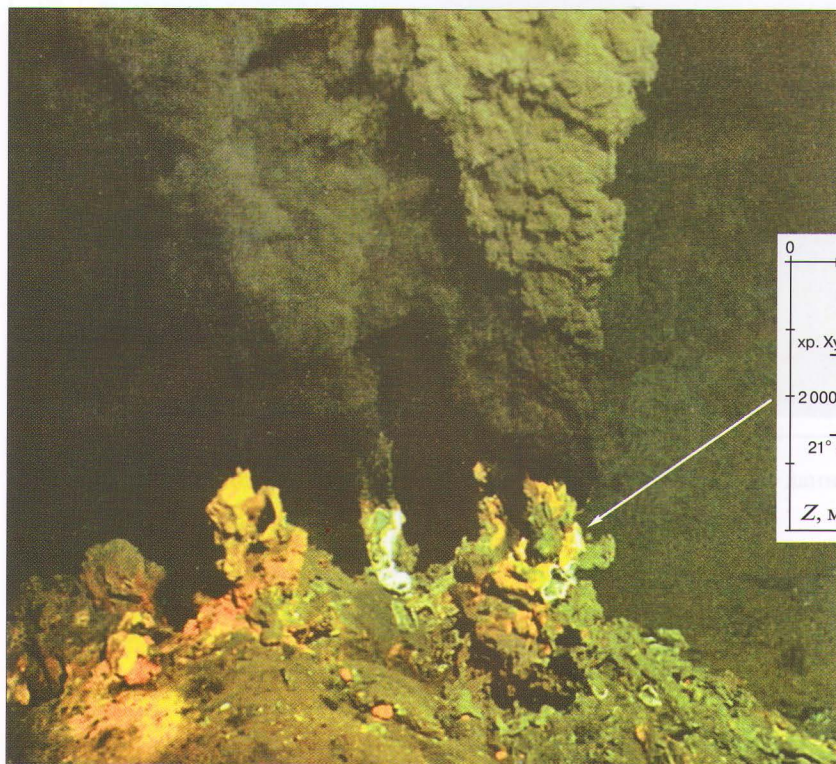
Рис. 1. Возраст океанической литосферы, млн лет (из R. D. Muller et al., 2008)



**Рис. II.** Осредненные за 1992–2002 гг. данные динамической топографии, полученные от Николая Максименко (IPRC) и Петра Ниилера (SIO)



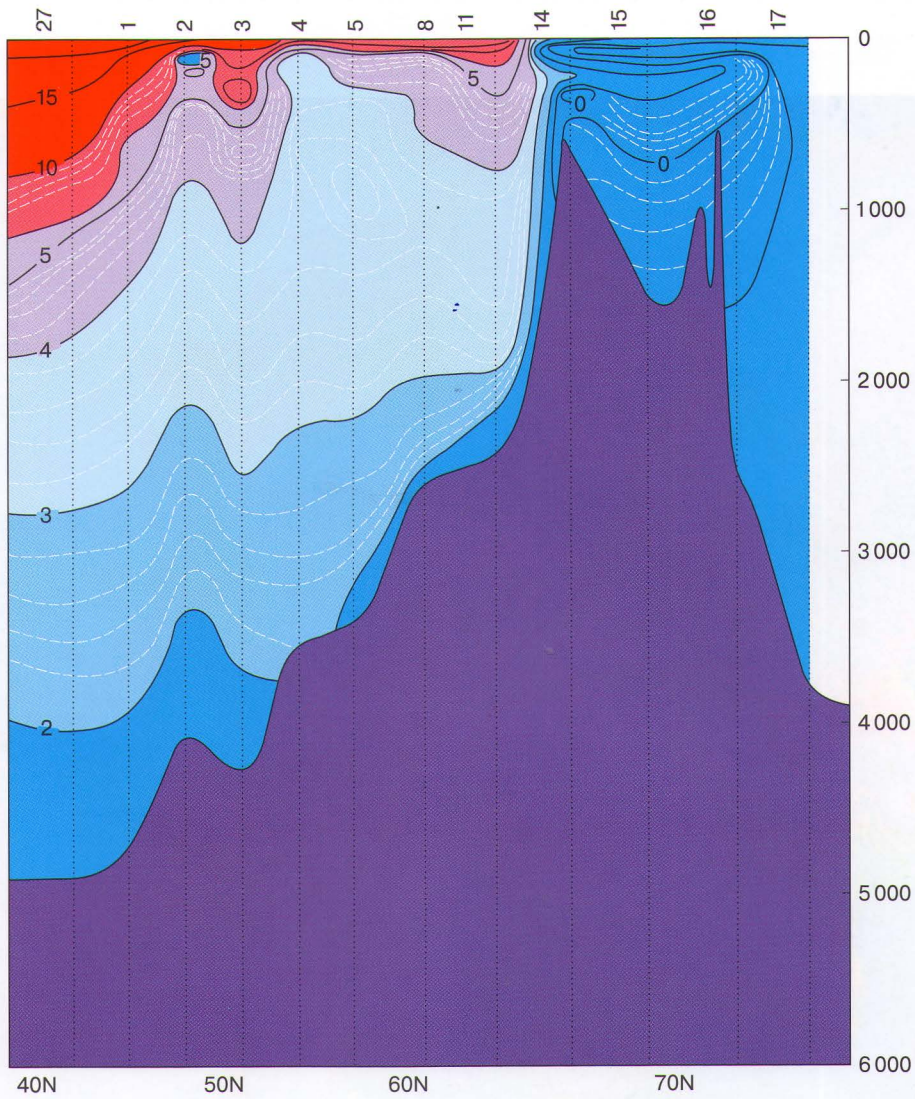
**Рис. III.** Норы и холмики, образуемые пескожилом на песчано-алевритовой осушке Кандалакшского залива (Белое море)



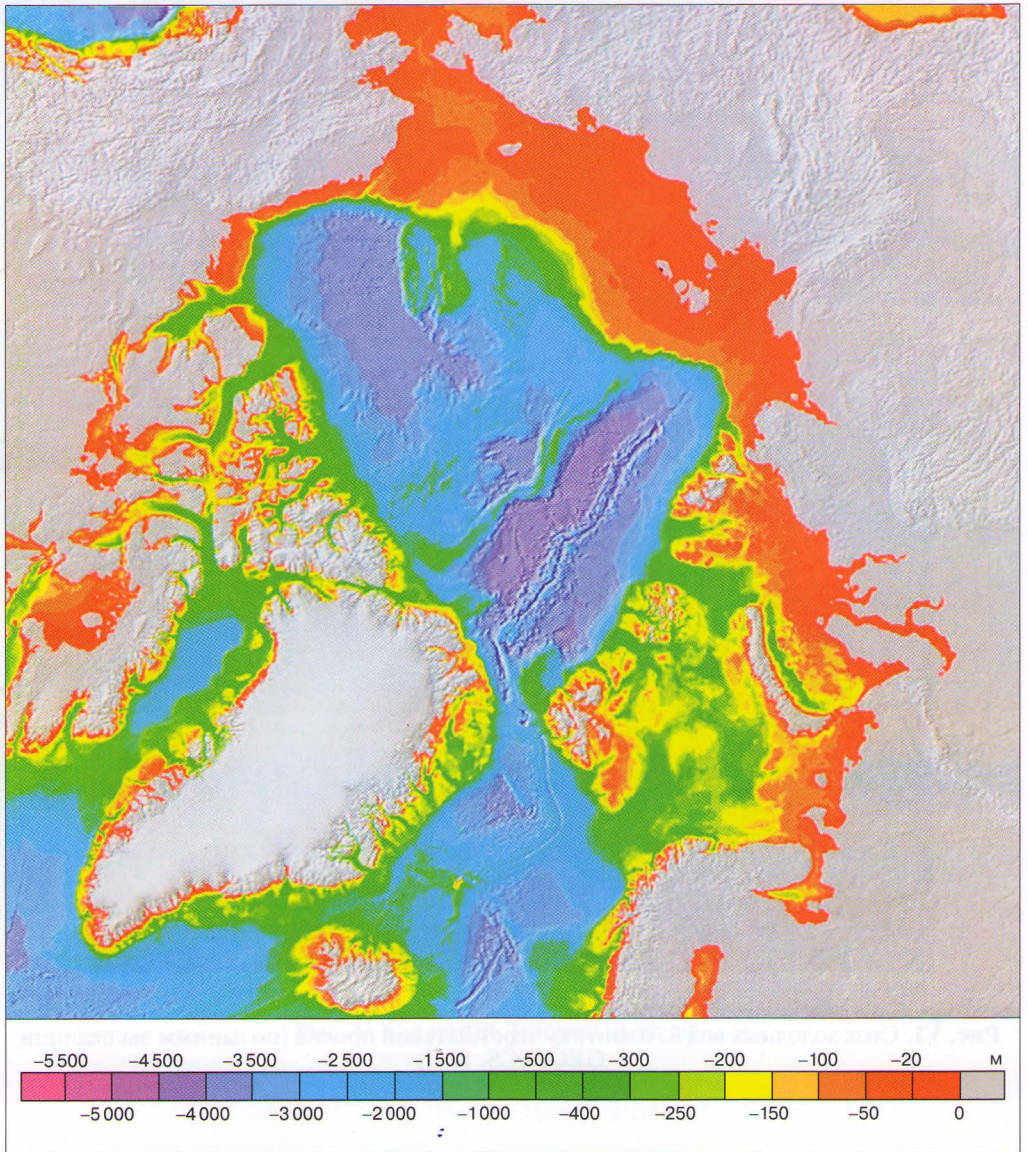
**Рис. IV.** Фотография «черного курильщика», полученная на ВТП с глубины около 2000 м (из А. С. Мони́на, Н. Н. Корчагина, 2008). На врезке — график критической кривой Менделеева, определяющей состояние газожидкости при критических значениях температуры и давления (или глубине океана)







**Рис. VI.** Сток холодных вод в Атлантику через Датский пролив (по данным экспедиции GEOSECS, 1997)



**Рис. VII.** Распределение глубин в Северном Ледовитом океане

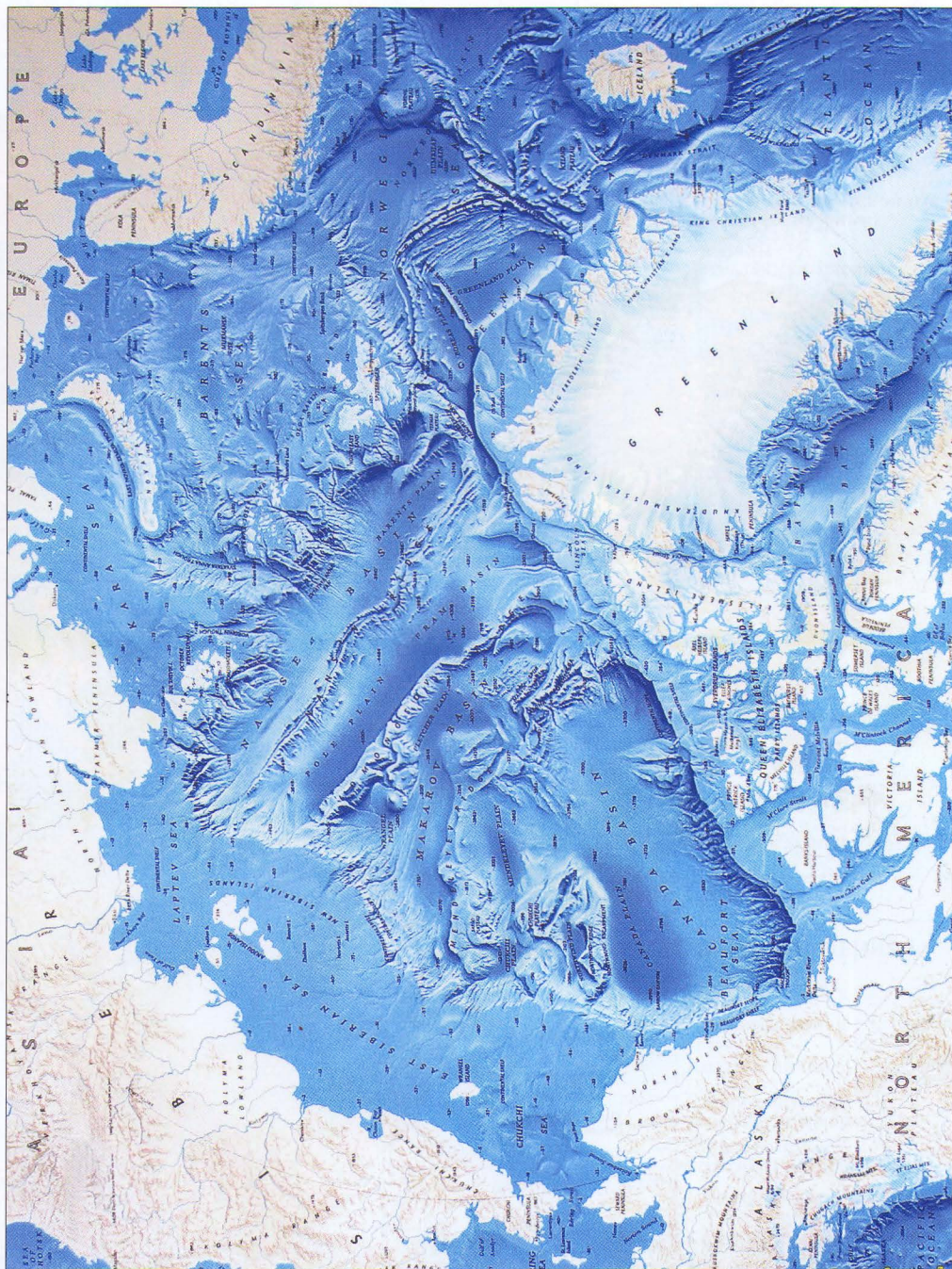


Рис. VIII. Карта рельефа дна Северного Ледовитого океана

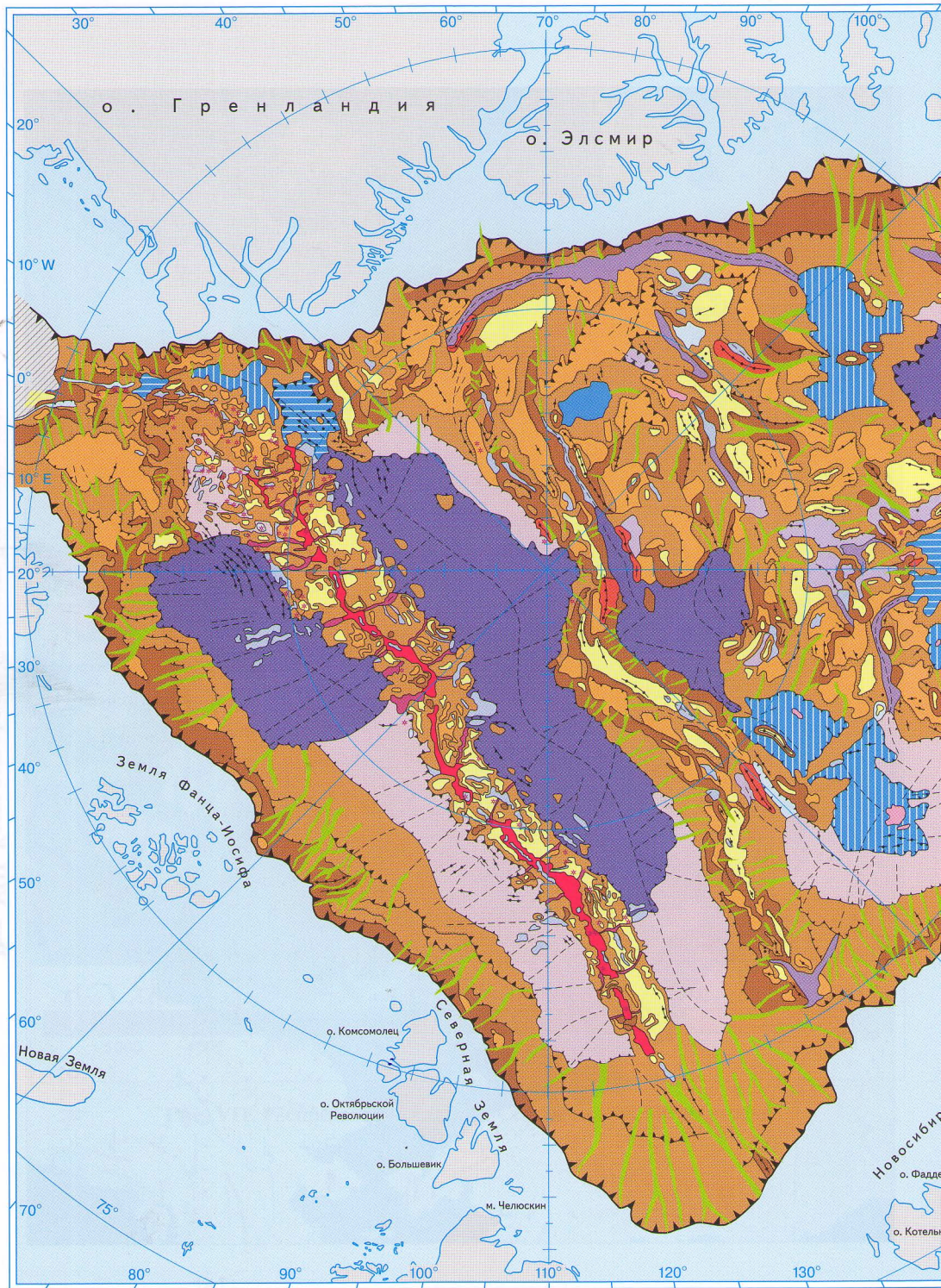
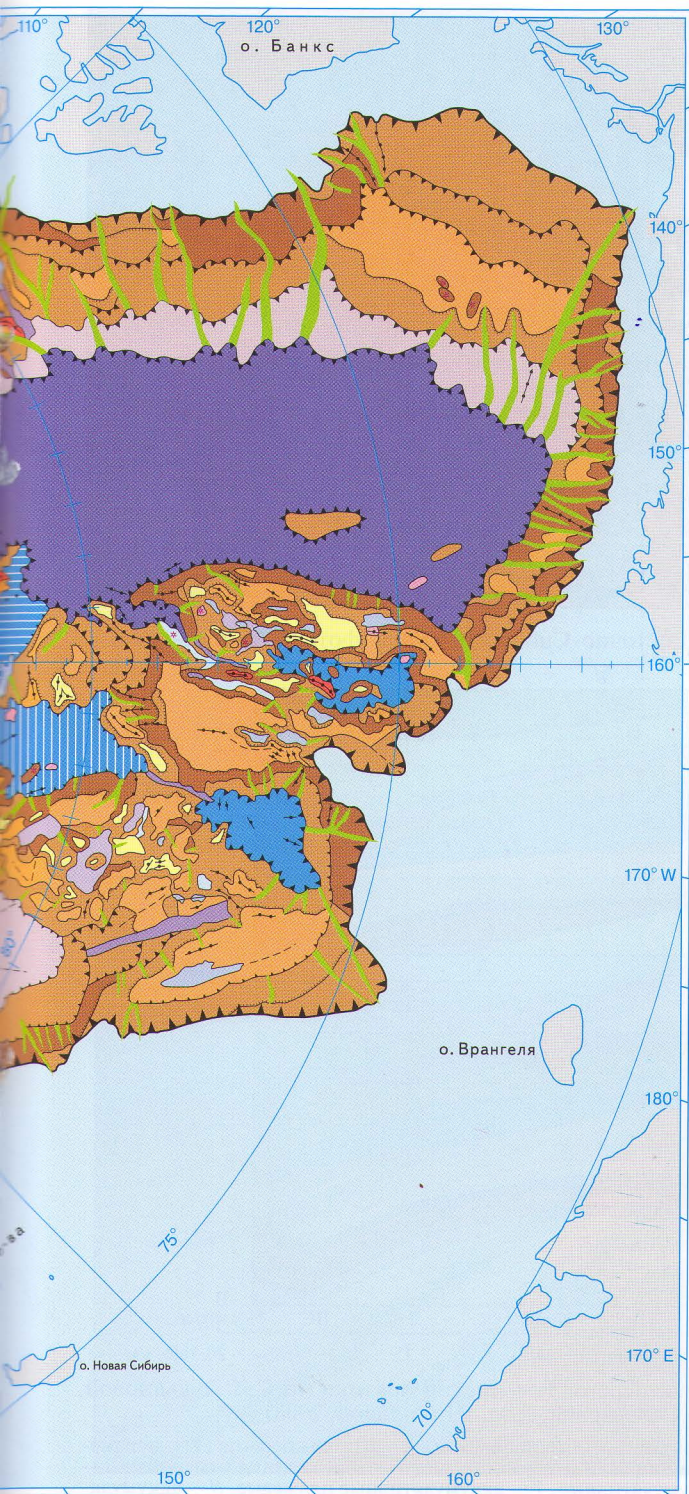





















Рис. IX. Орографическая карта Северн











### ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

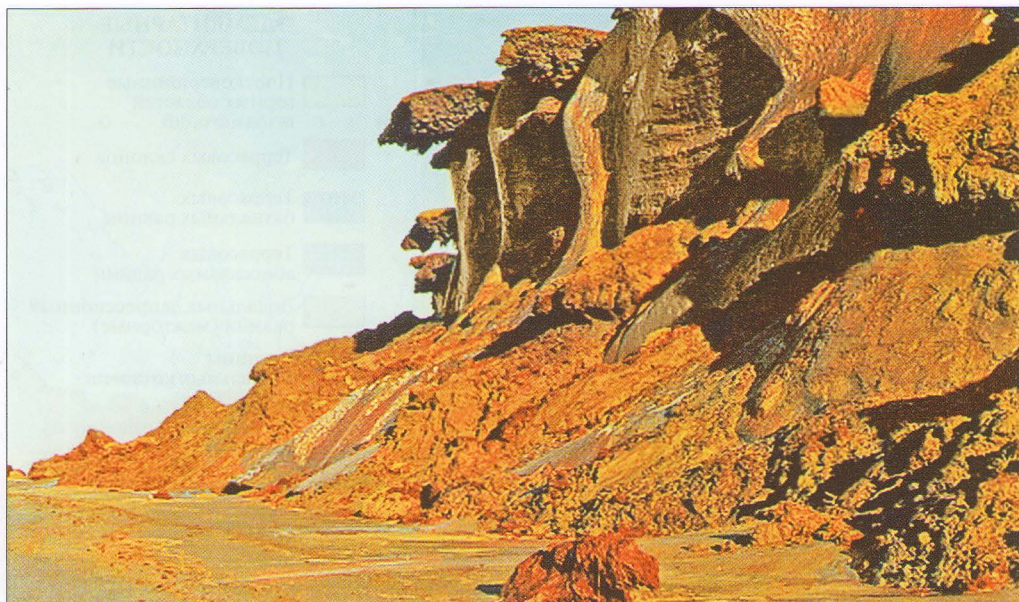
-  Плосковершинные горных областей и холмогорий
-  Террасовых склонов
-  Террасовых батиальных равнин
-  Террасовых абиссальных равнин
-  Локальных депрессионных равнин (межгорные)
-  Равнины батиальных котловин
-  Равнины абиссальных котловин
-  Склонов пологих (от 0° 20')
-  Склонов средней крутизны (от 0° 20' до 4°)
-  Склонов крутых (более 4°)

### ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

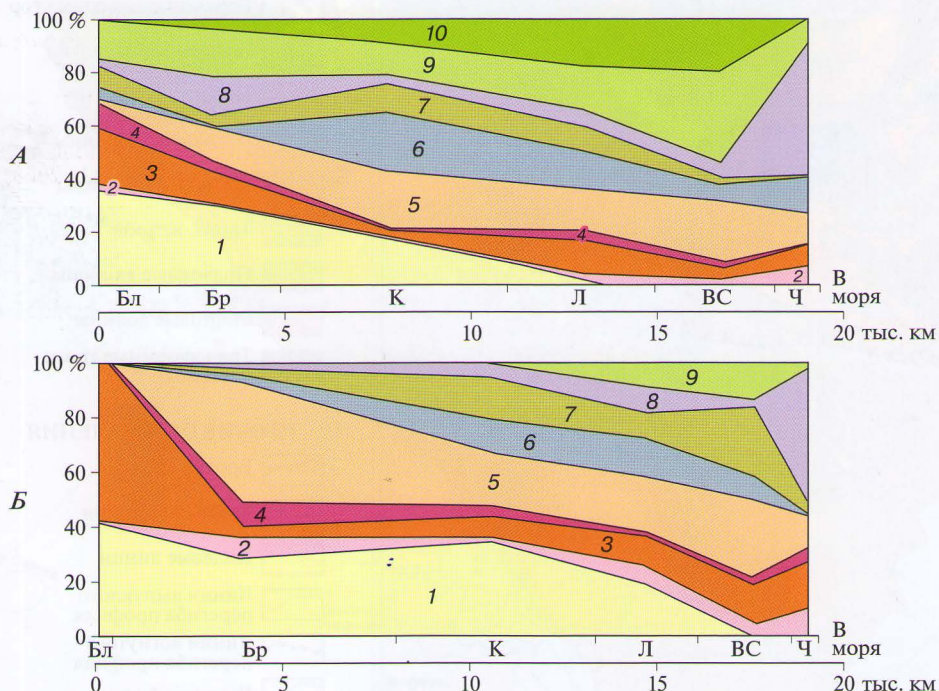
-  Вершины подводных гор
-  Локальные поднятия
-  Подводные гряды
-  Локальные впадины
-  Батиальные долины
-  Трoghi, желоба
-  Подводные каньоны
-  Рифтовые долины
-  Трансформные трoghi и желоба

### ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

-  Бровка шельфа
-  Гребневые линии
-  Килевые линии
-  Линии выпуклого перегиба профиля
-  Линии вогнутого перегиба профиля
-  Границы форм
-  Континентальный шельф
-  Район вне данного исследования

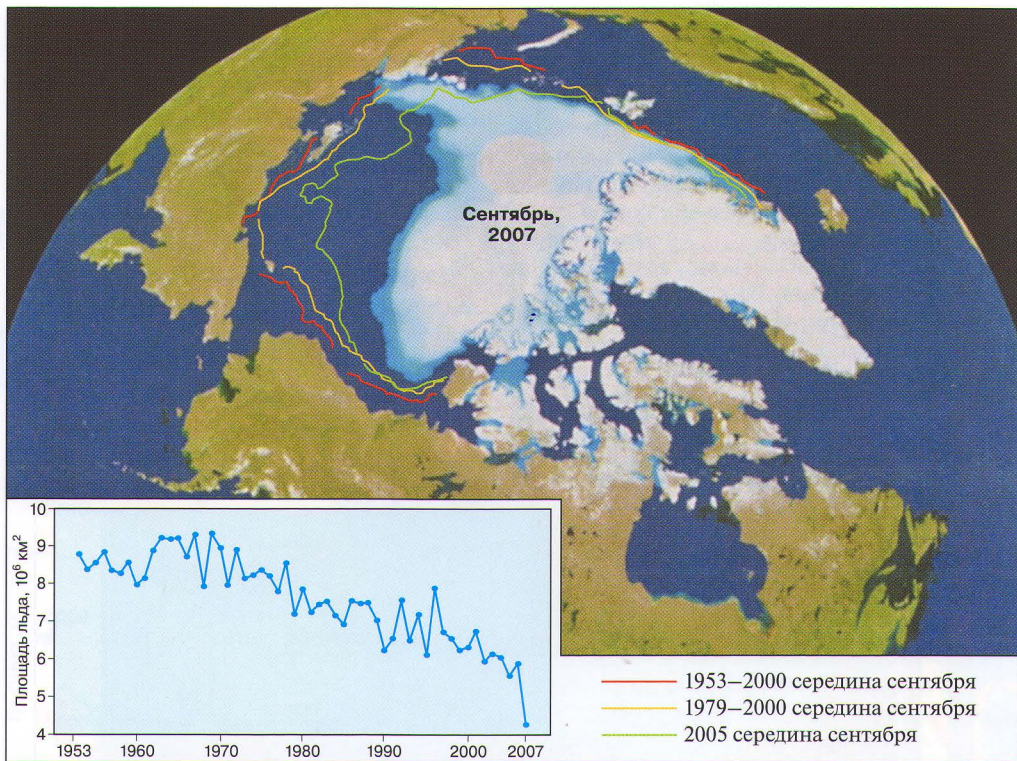


**Рис. X.** Термоабразионный берег Восточно-Сибирского моря (фото Ф.А. Романенко)



**Рис. XI.** Графики распределения типов берегов Российской Арктики (из С.А. Лукьяновой, Г.А. Сафьянова, Г.Д. Соловьевой, Л.М. Шипиловой, 2008):

*А* — для материкового побережья; *Б* — для островного побережья; 1–10 типы берегов (1 — неизменные морем, 2 — абразионно-денудационные, 3 — абразионные, 4 — абразионные отмершие, 5 — термоабразионные, 6 — абразионно-аккумулятивные, 7 — аккумулятивные пляжевые, 8 — аккумулятивные лагунные, 9 — аккумулятивные осушенные, 10 — дельтовые). *Моря*: Бл — Балтийское; Бр — Баренцево; К — Карское; Л — Лаптевых; ВС — Восточно-Сибирское; Ч — Чукотское



**Рис. XII.** Граница морского льда в арктическом бассейне с 1953 по 2000 гг. (красная кривая), с 1979 по 2000 гг. (оранжевая кривая), в сентябре 2005 г. (зеленая кривая). Площадь льда в сентябре за период с 1953 по 2007 гг. показано на врезке (из J.Stroeve et al., 2008)



**Рис. XIII.** Концентрация тяжелых минералов с повышенной естественной радиоактивностью на пляже Терского берега Белого моря

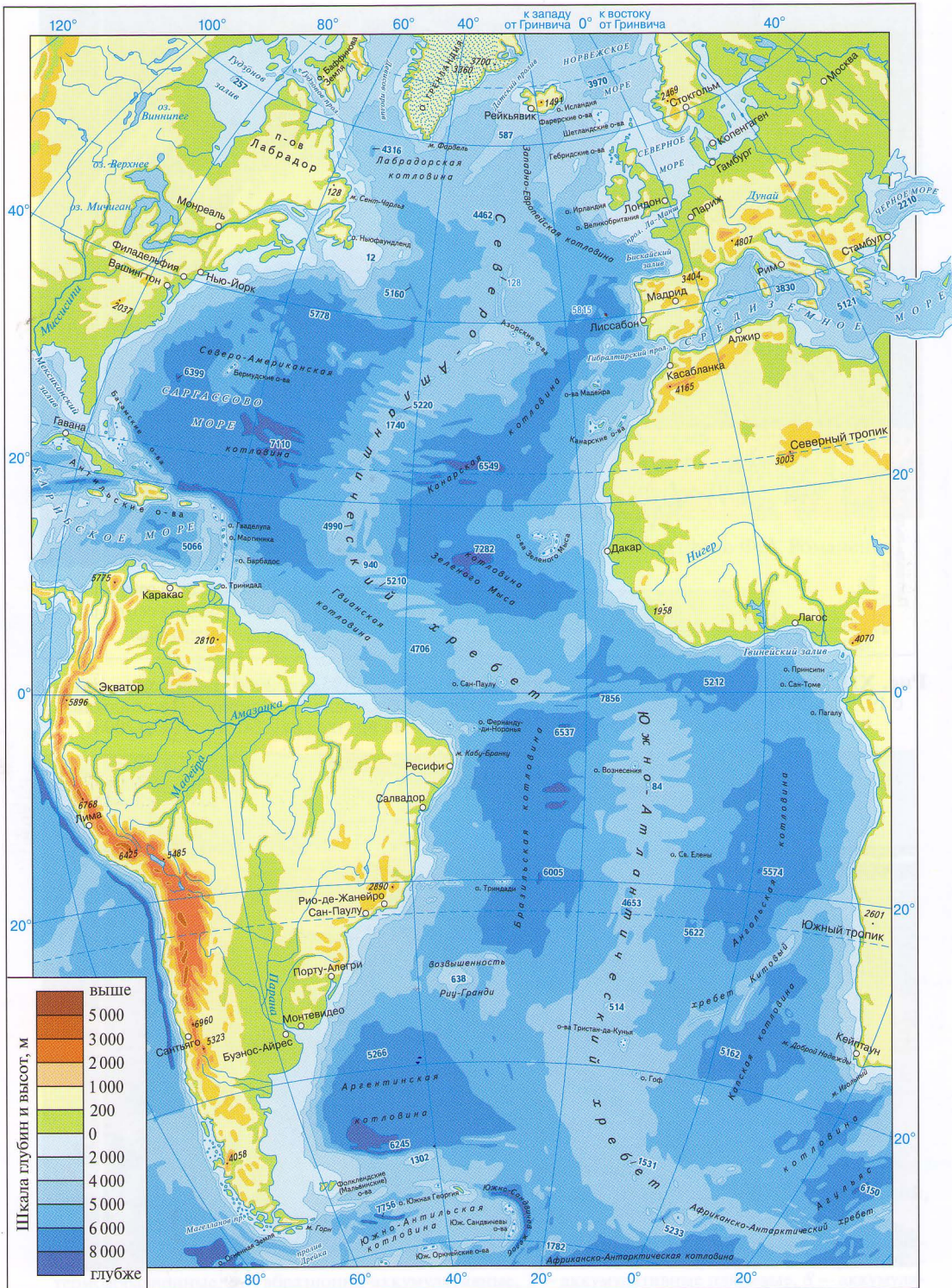
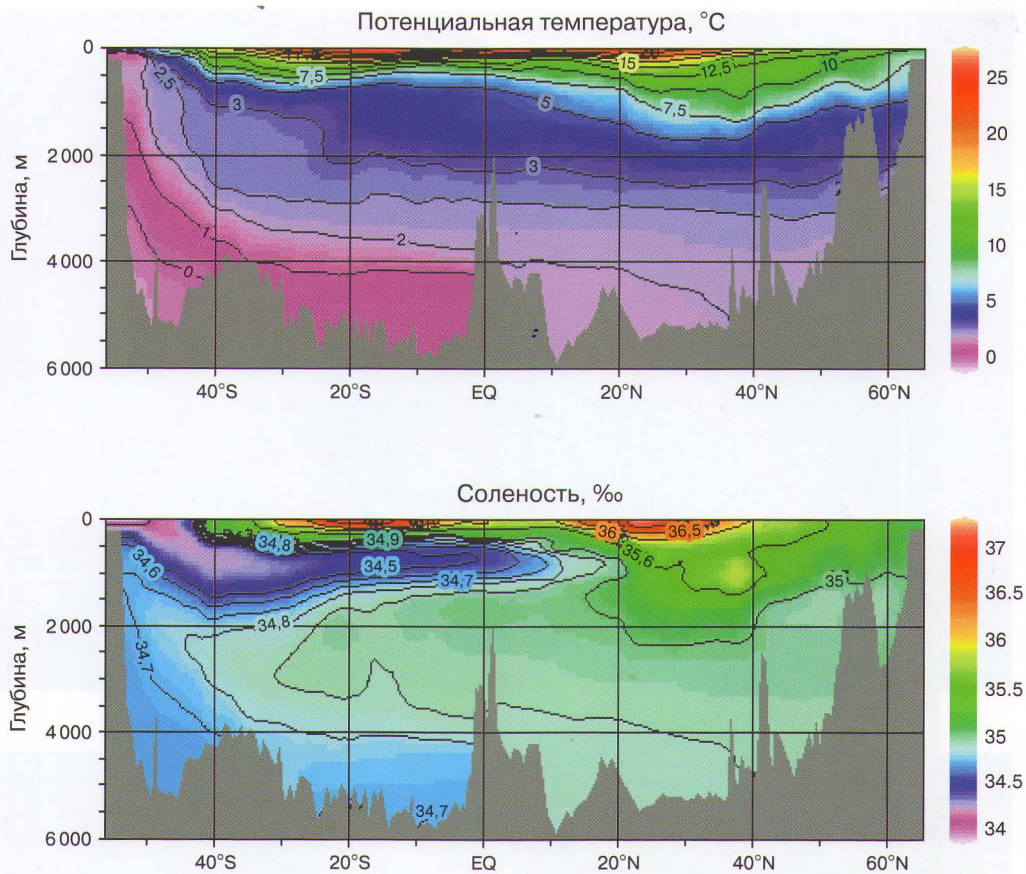
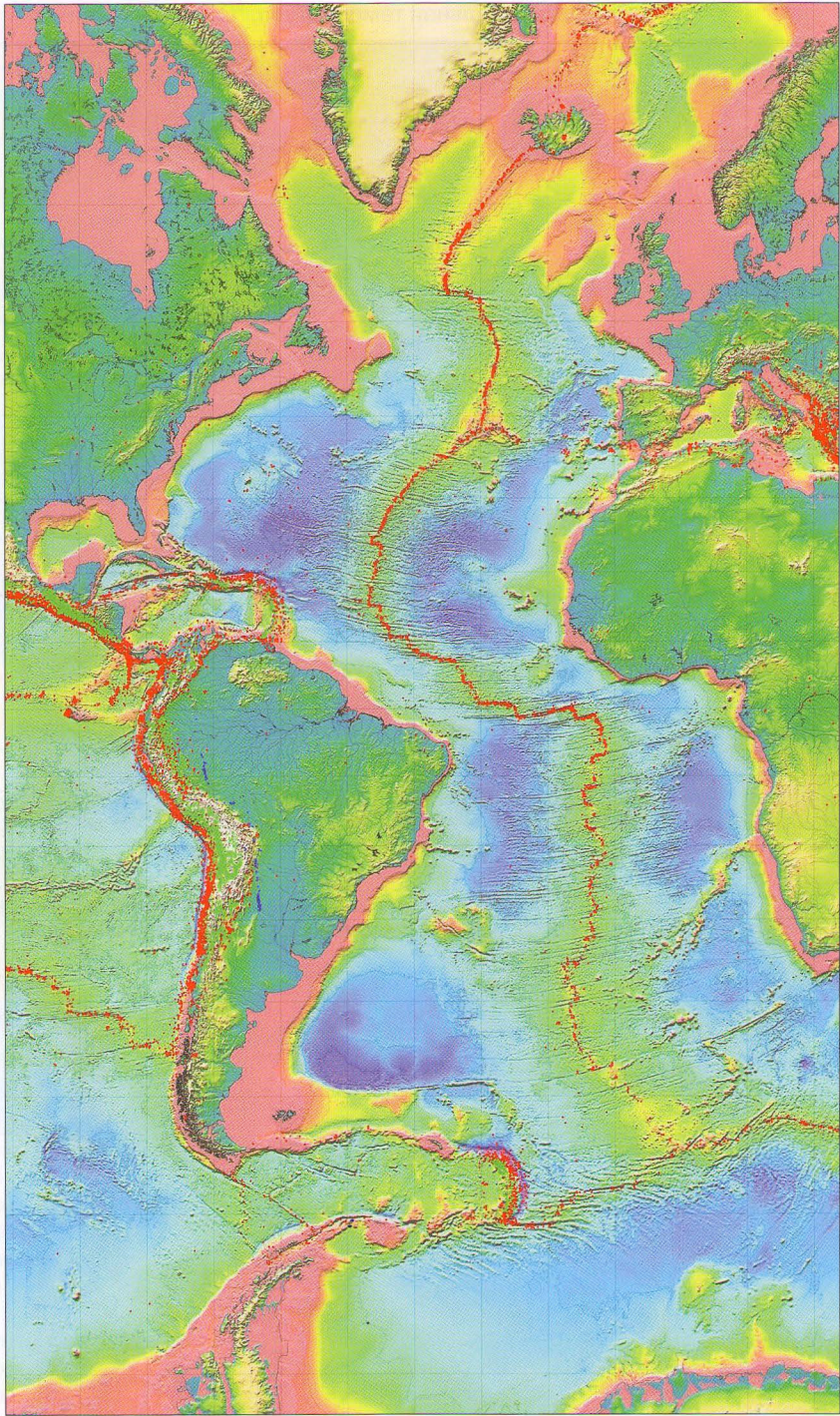


Рис. XIV. Физическая карта Атлантического океана

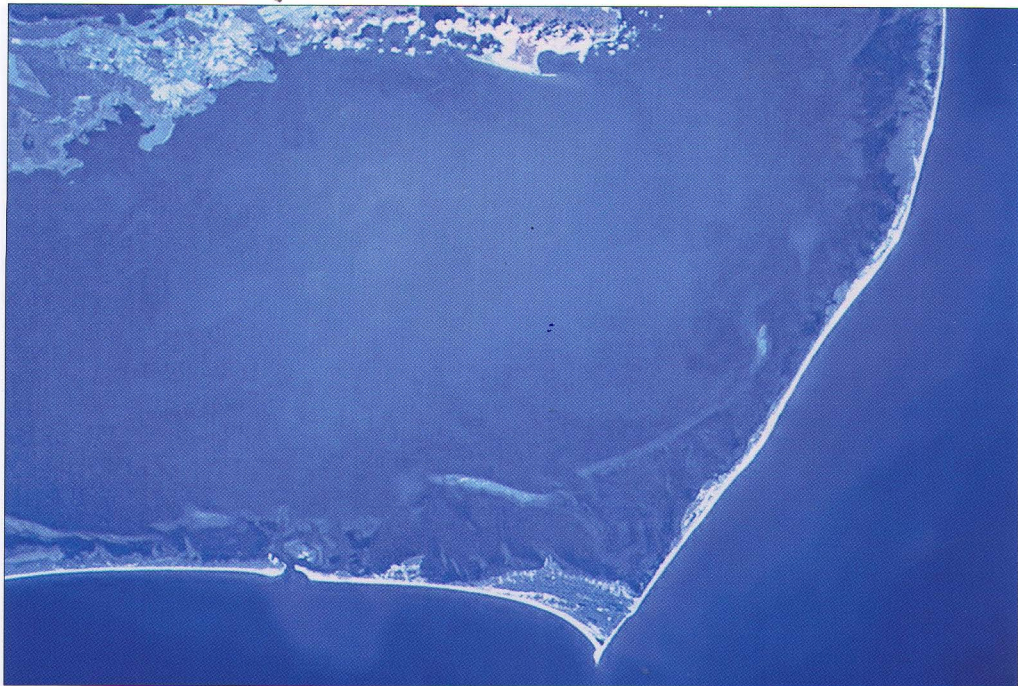




**Рис. XV.** Температура и солёность Атлантического океана по меридиональному разрезу около 30° з.д., от о. Исландия до о. Южная Георгия (Разрез № А-16 Ocean Data View)



**Рис. XVI.** Распределение глубин в Атлантическом океане. Красные точки – распределение землетрясений за период наблюдений



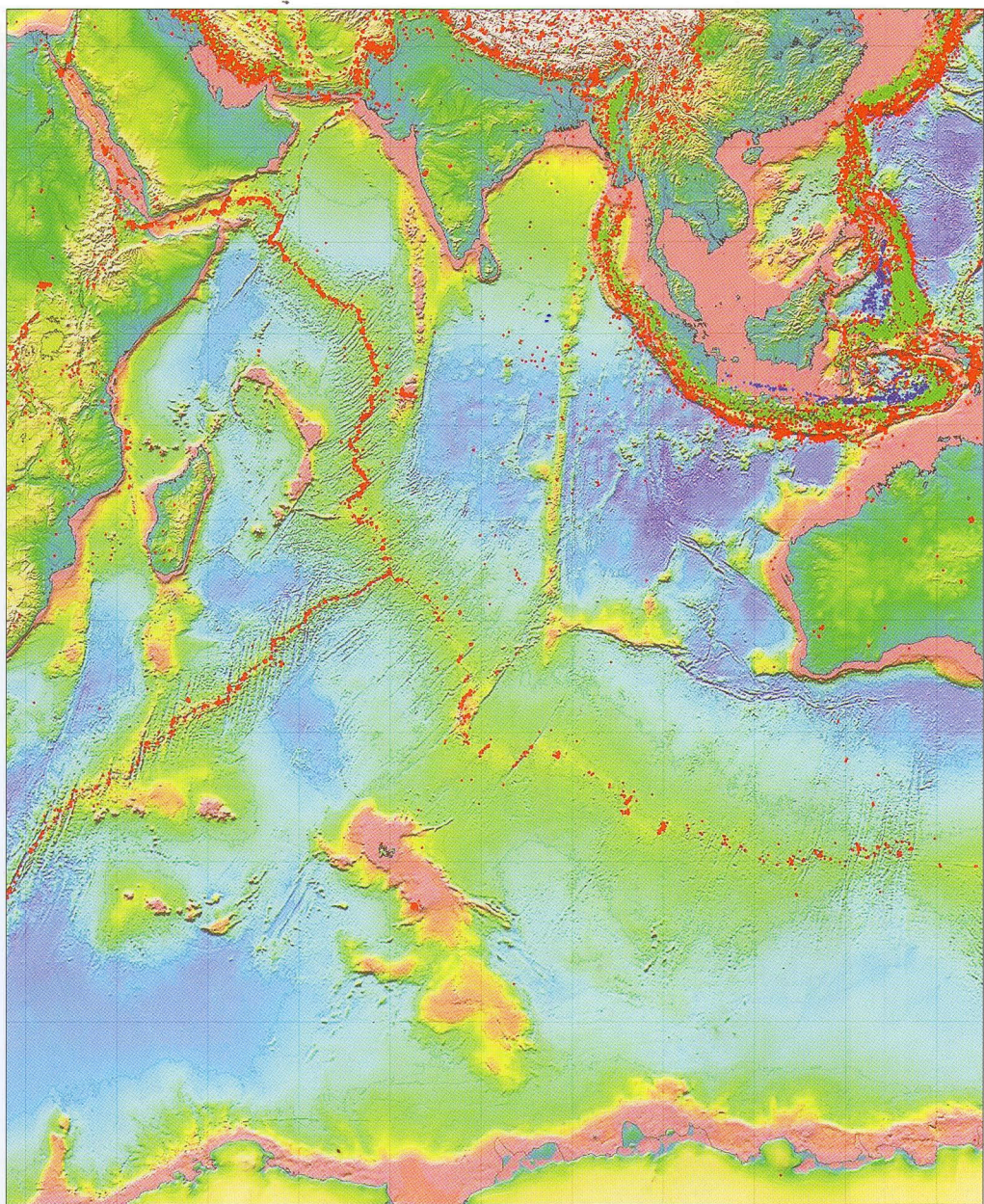
*A*



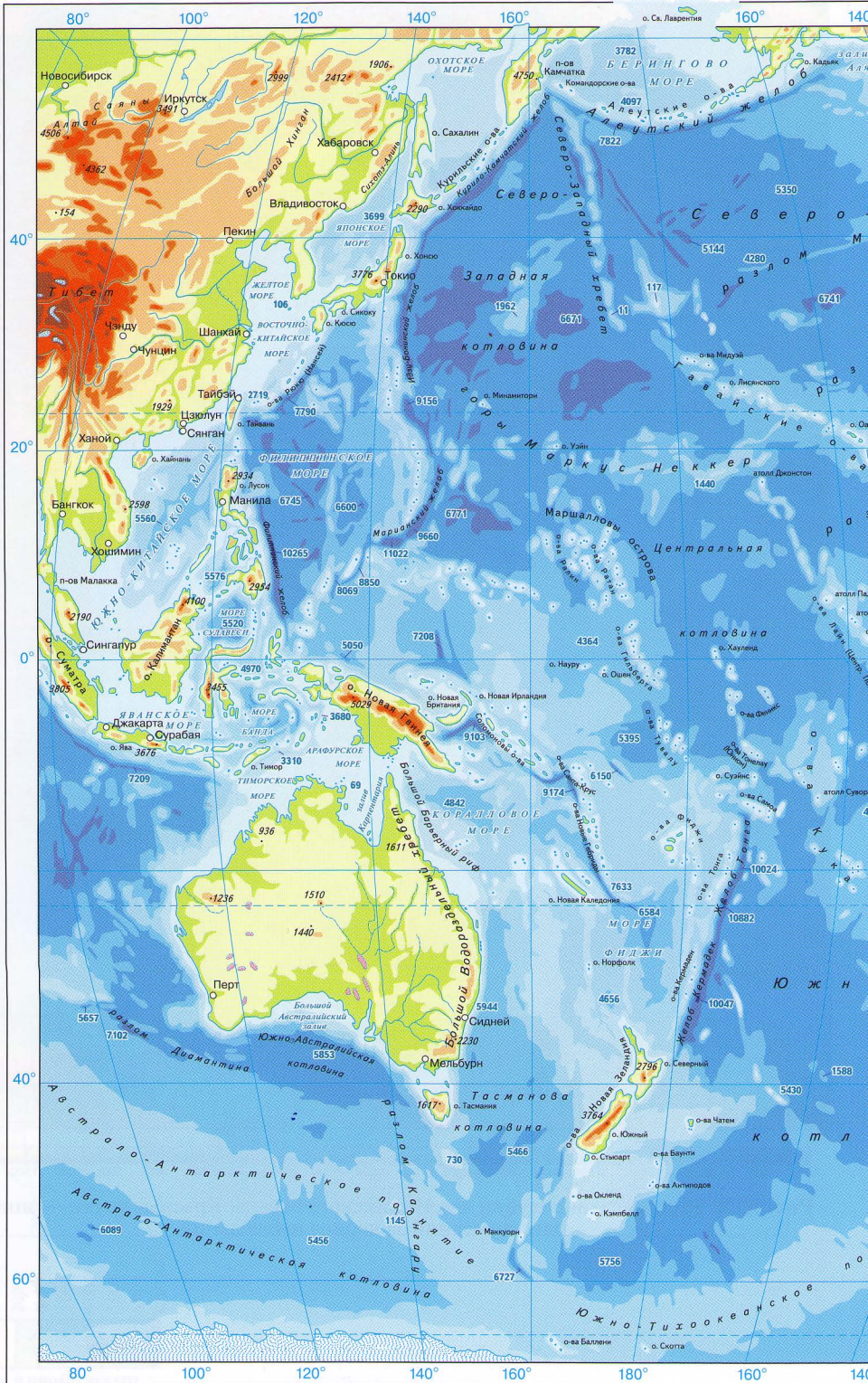
*B*

**Рис. XVII.** Барьерные острова атлантического побережья США (*A*), пролив Себастьян, штат Флорида США (*B*)





**Рис. XIX.** Распределение глубин дна Индийского океана. Красные точки — эпицентры землетрясений за период наблюдений



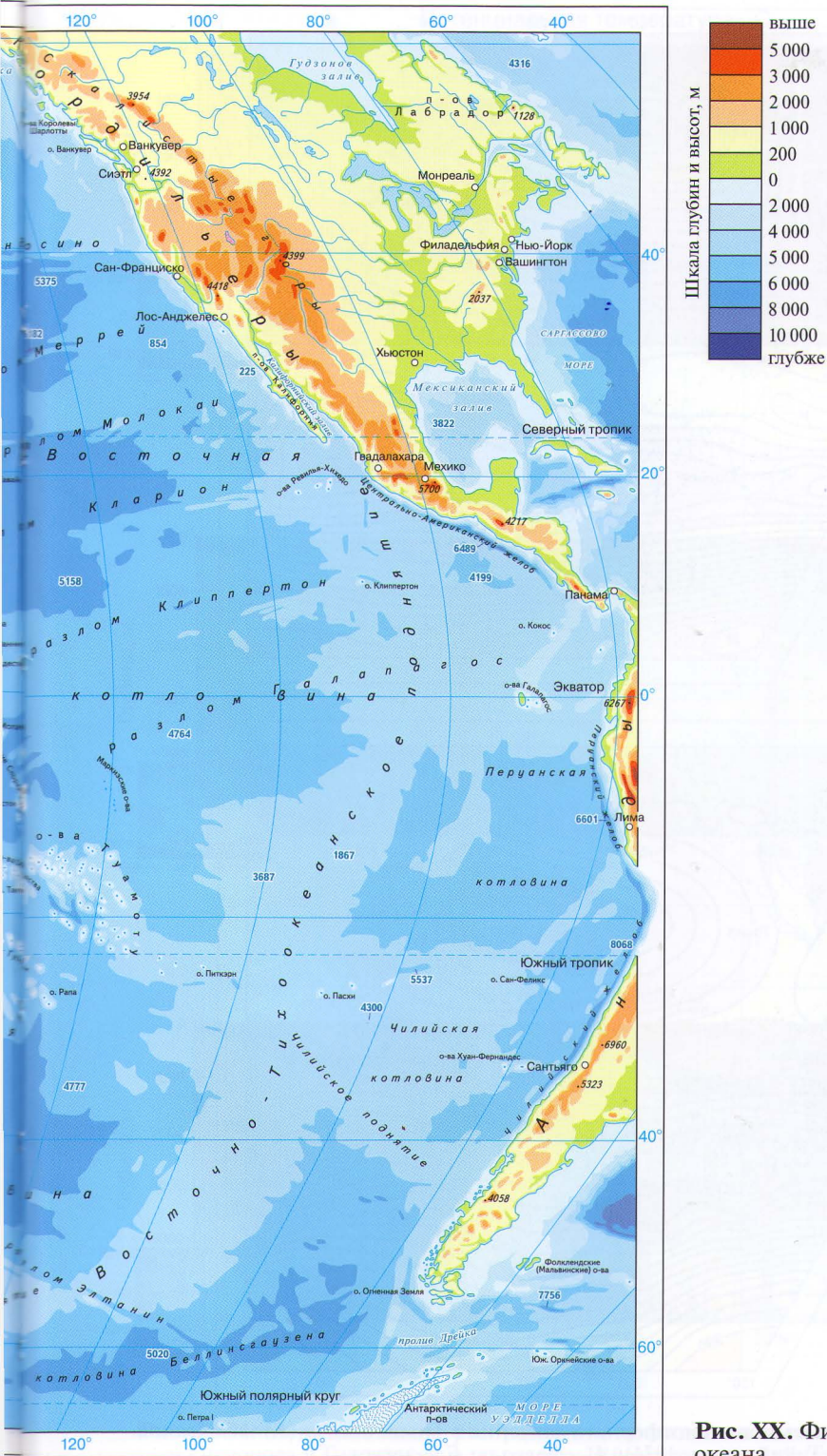
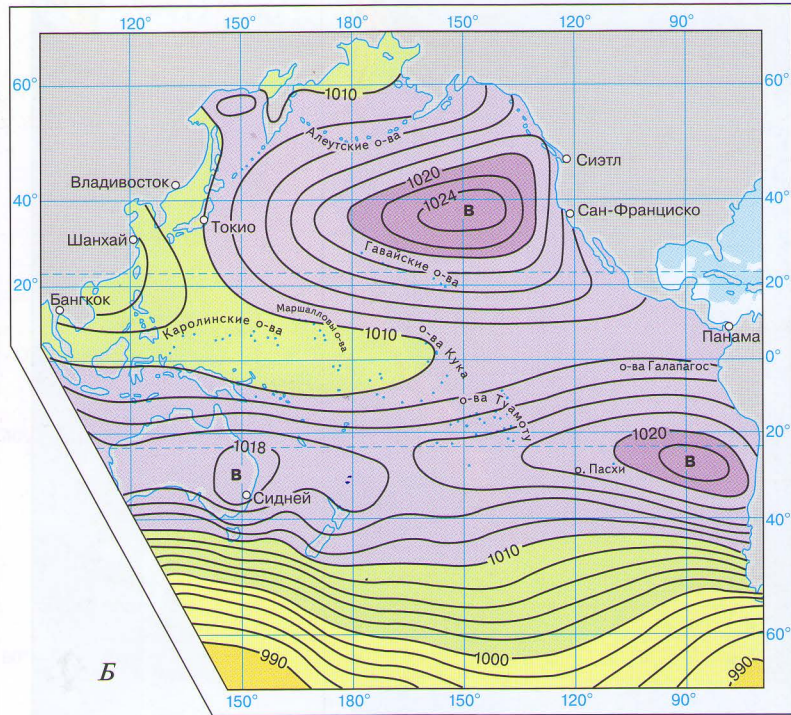
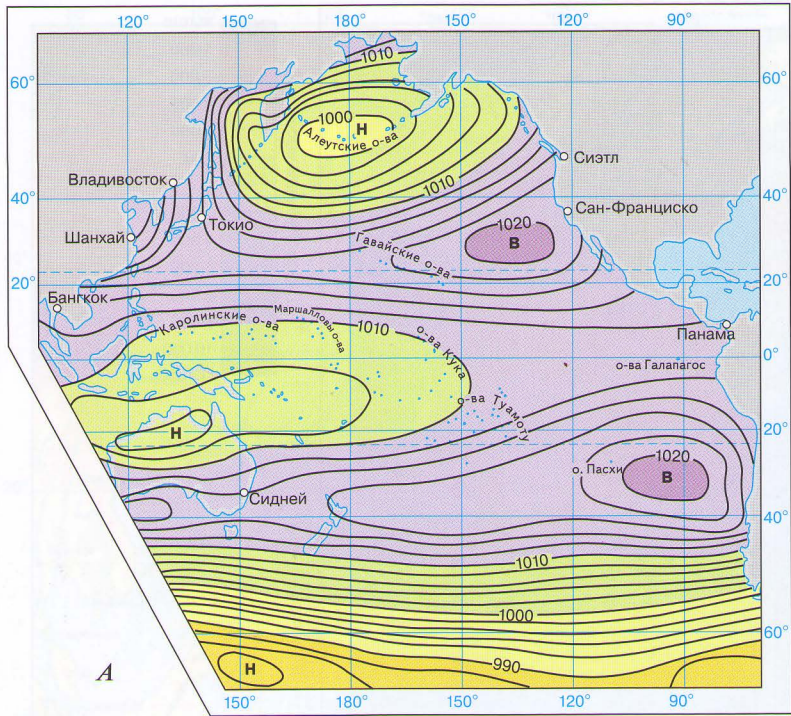
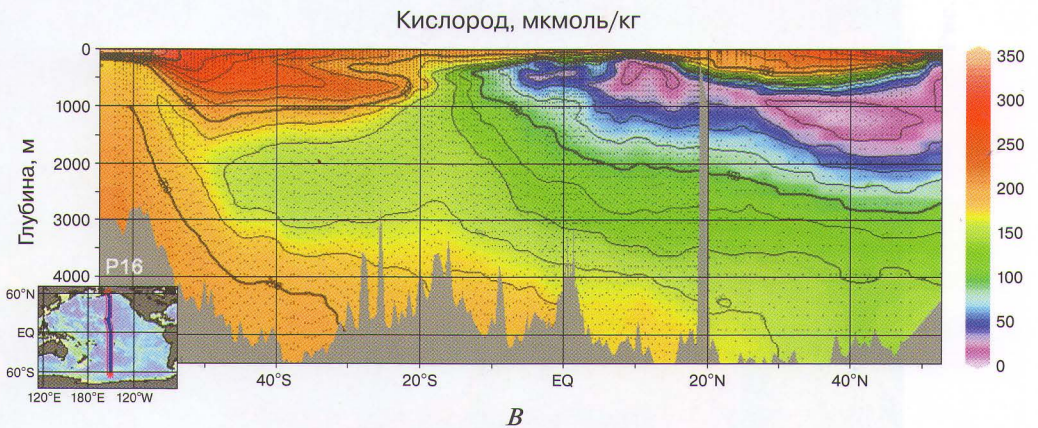
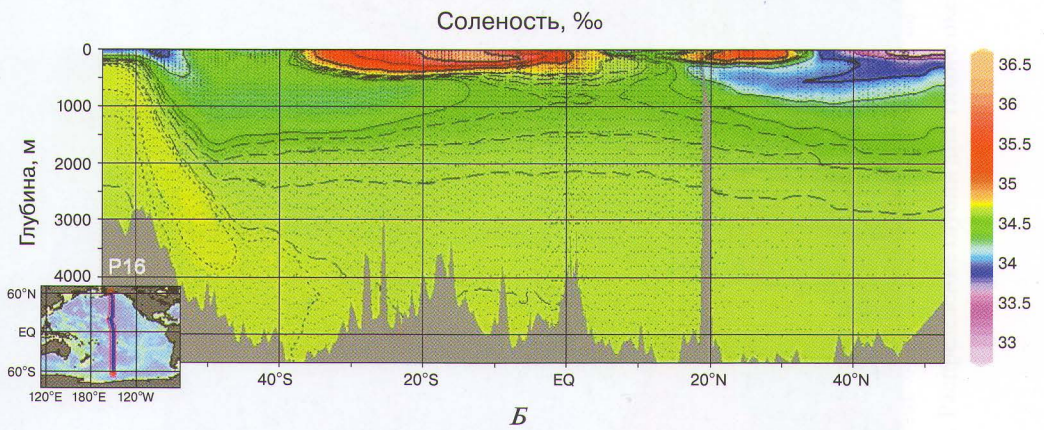
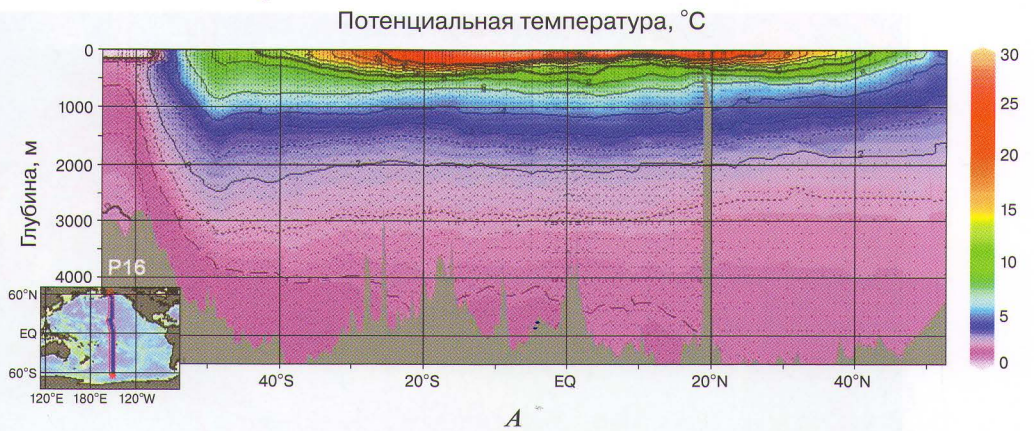


Рис. XX. Физическая карта Тихого океана

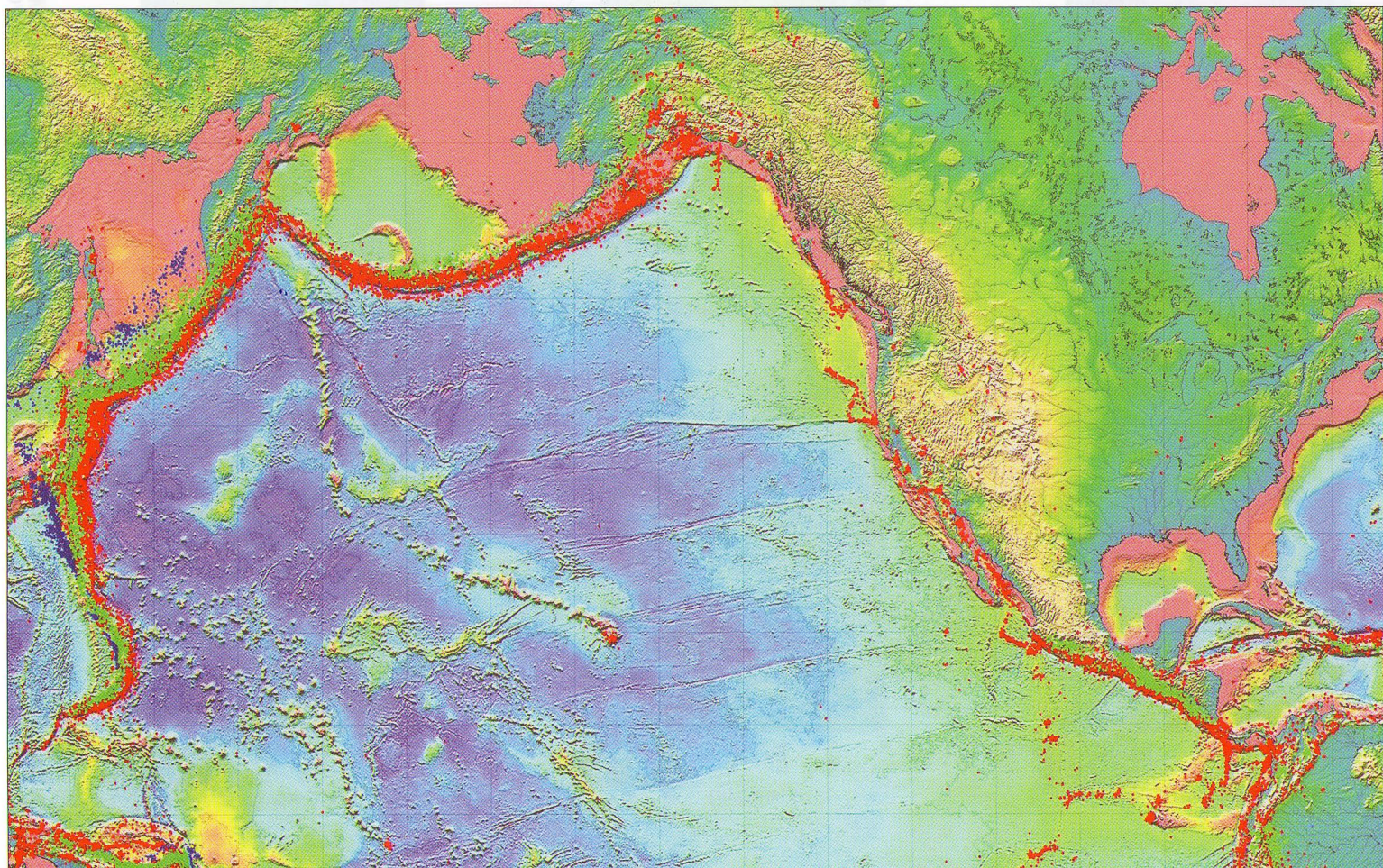


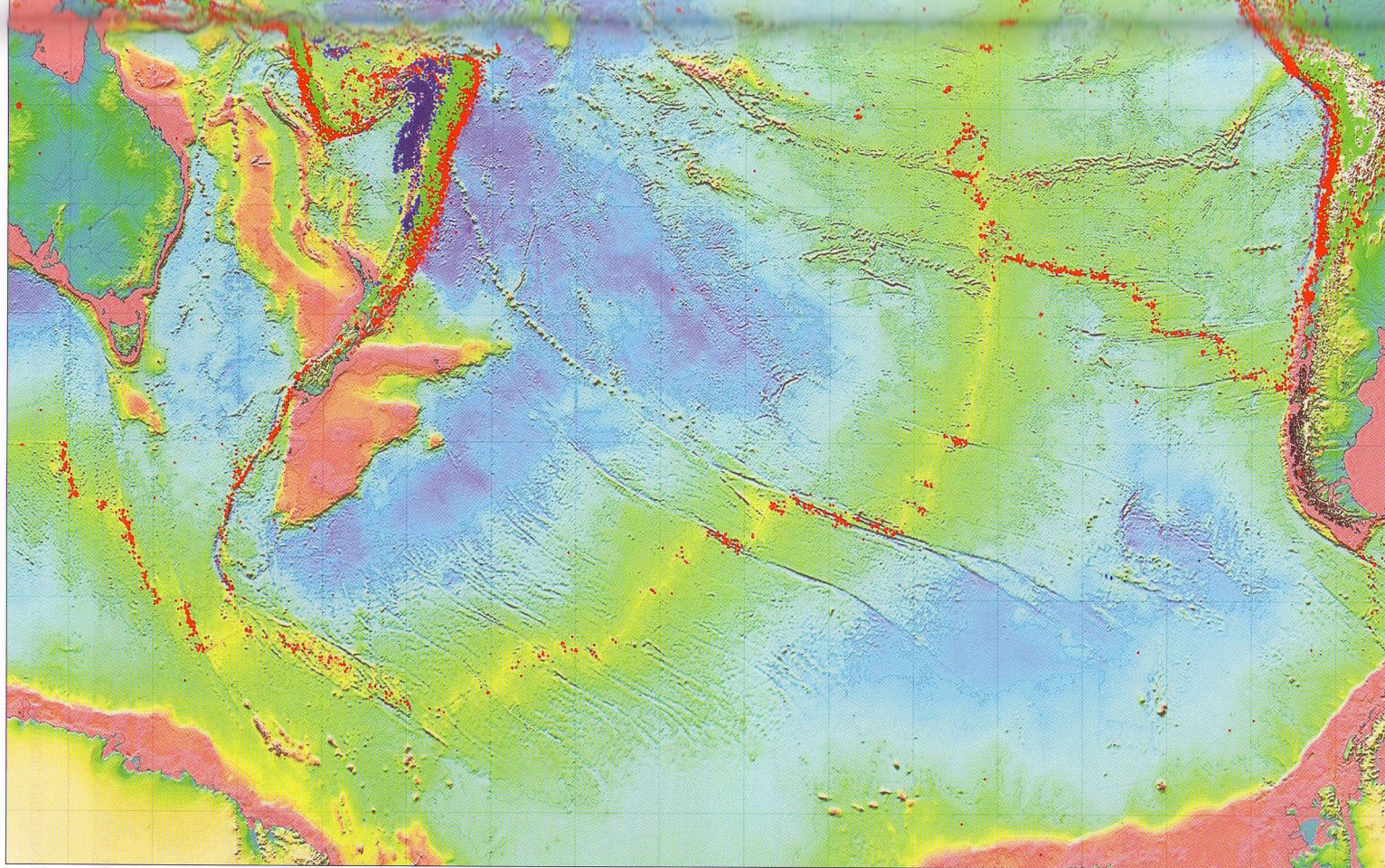
**Рис. XXI.** Карты приземного атмосферного давления в Тихом океане (Атлас океанов. Тихий океан, 1974): *А* — февраль; *Б* — август





**Рис. XXII.** Меридиональное распределение потенциальной температуры, солёности и кислорода в Тихом океане по разрезу P16 международной программы eWOCE





**Рис. XXIII.** Распределение глубин дна Тихого океана



**Рис. XXIV.** Поднятый бенч Японского моря после землетрясения 2007 г. в районе порта Невельск

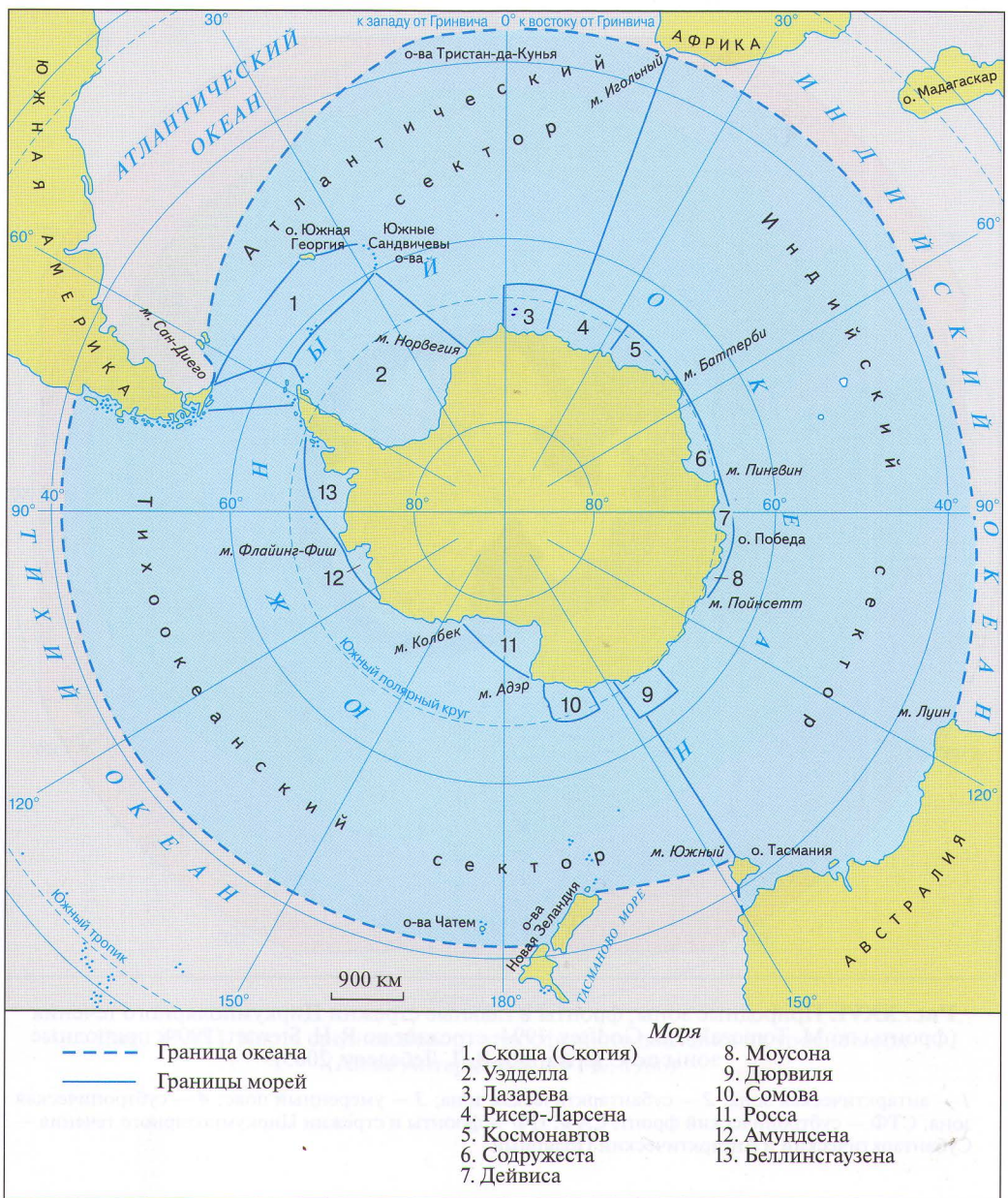
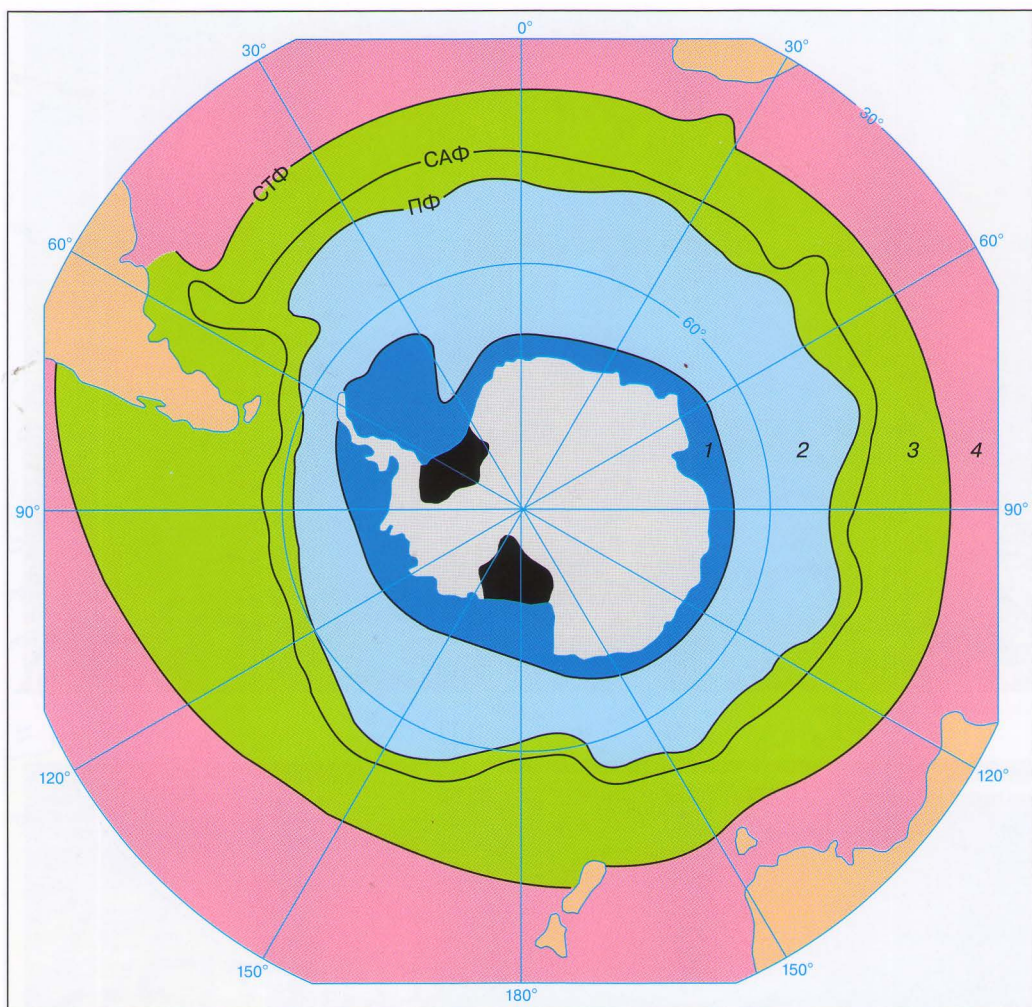
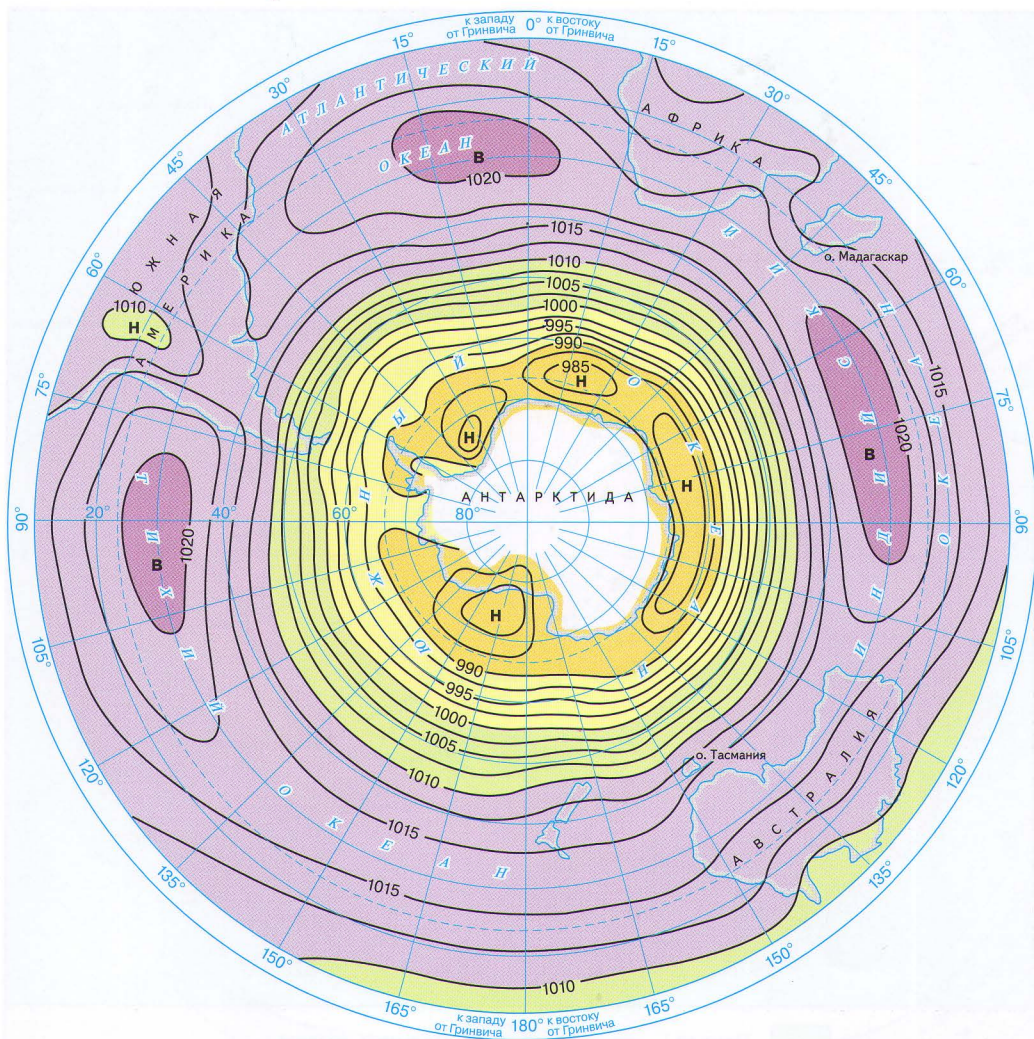


Рис. XXV. Границы Южного океана и его морей (Антарктика. Атлас океанов. Т. 6, 2005)



**Рис. XXVI.** Природные зоны, фронты и главные стрежни Циркумполярного течения (фронты по М. Tomczak, J. S. Godfrey, 1994; стрежни по R. H. Stewart, 2004; природные зоны по С. С. Лаппо, В. Л. Лебедеву, 2005):

1 — антарктическая зона; 2 — субантарктическая зона; 3 — умеренный пояс; 4 — субтропическая зона; СТФ — субтропический фронт; САФ, ПФ — фронты и стрежни Циркумполярного течения — Субантарктический и Антарктический Полярный

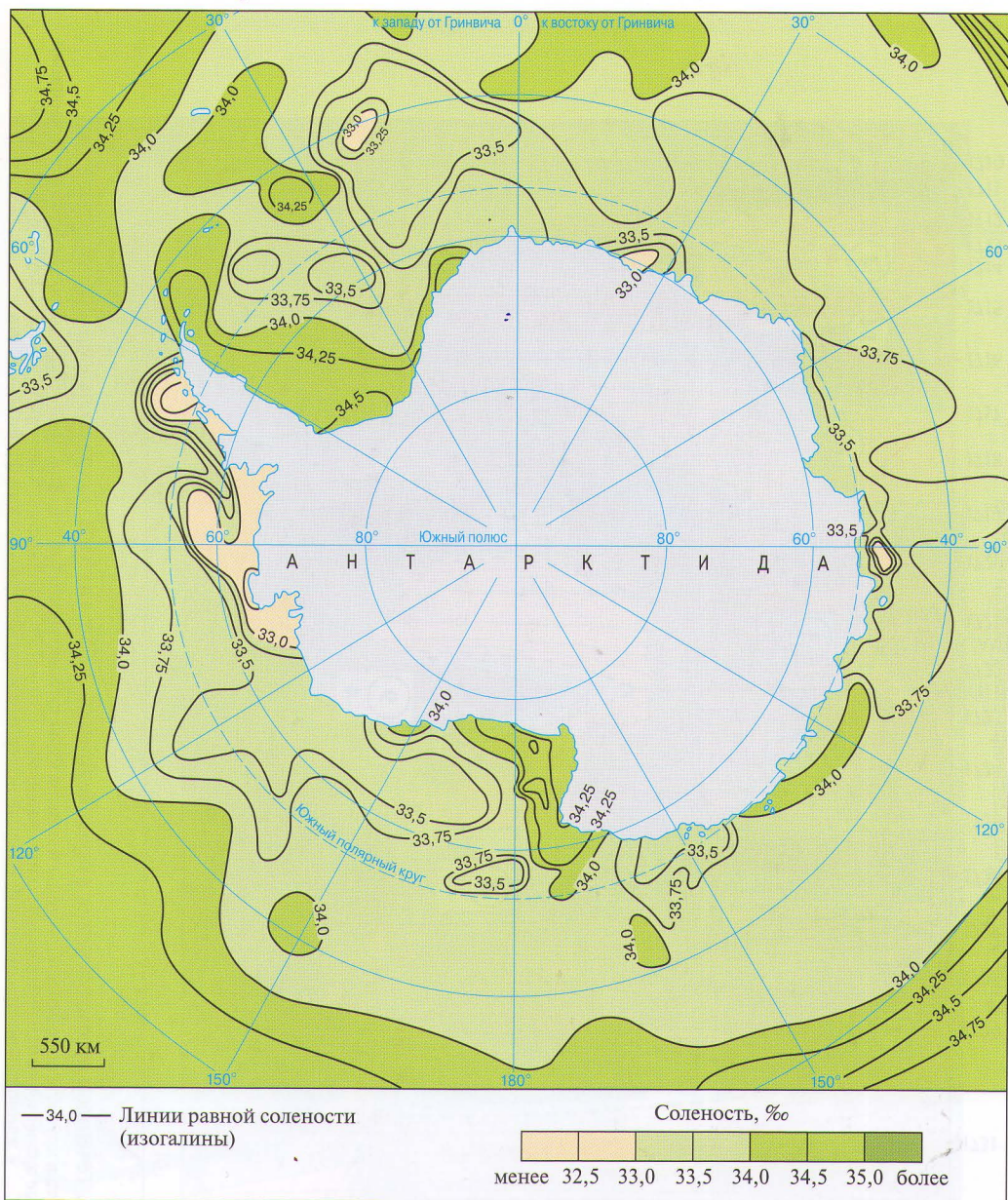


**Рис. XXVII.** Карта среднегодового атмосферного давления на уровне моря (Атлас Антарктики, ГУГК, 1966)

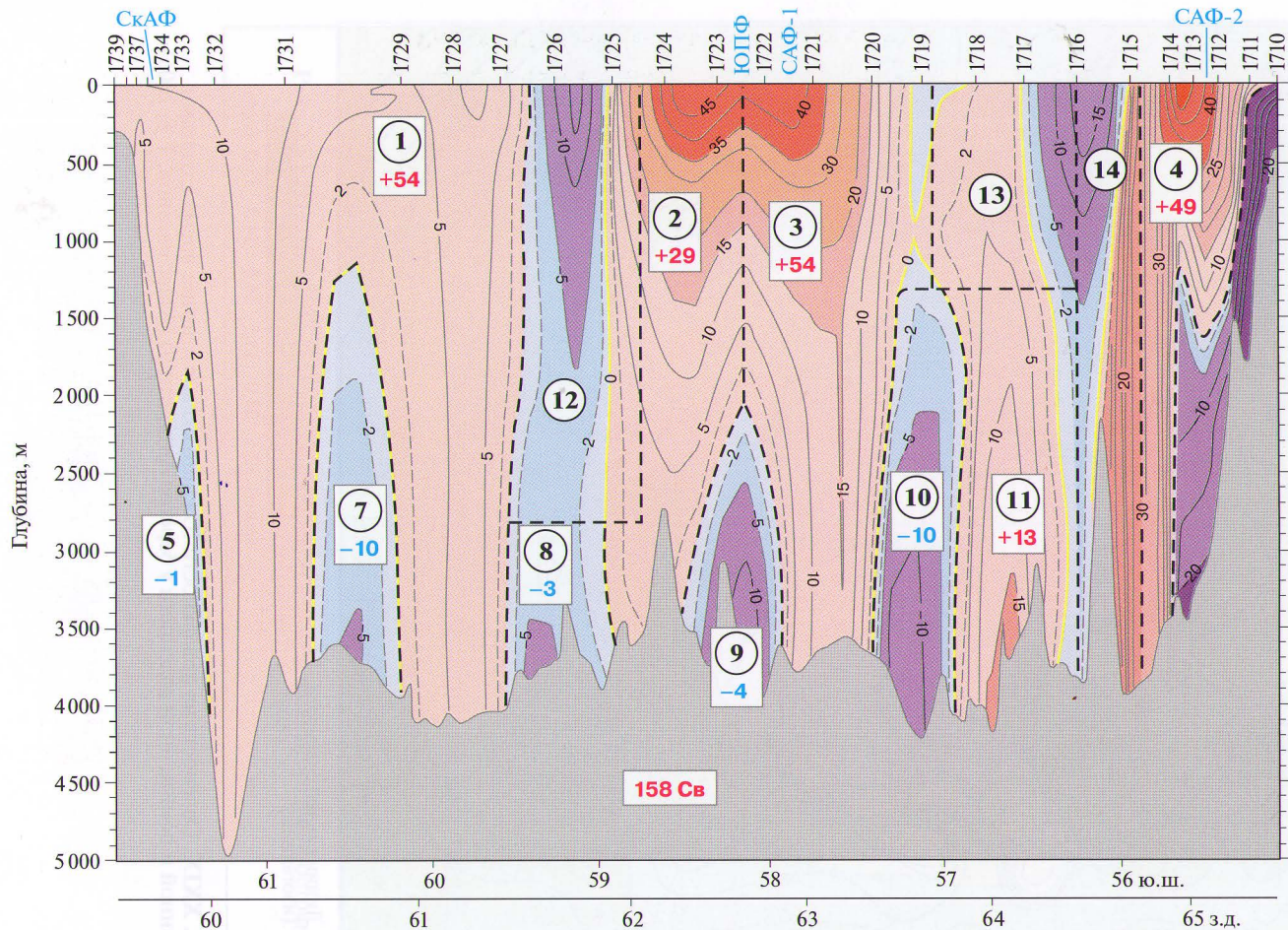


**Рис. XXVIII.** Шельфовые ледники и морской лед максимального распространения (Антарктика, Атлас океанов. Т. 6, 2005)





**Рис. XXIX.** Соленость на поверхности Южного океана в летнее время с очагами повышенной и пониженной солености у берегов Антарктиды (Атлас океанов. Т. 6, 2005)



**Рис. XXX.** Течения и противотечения в проливе Дрейка, 2005 г. (из М. Н. Кошлякова и др., 2007).

Жирные штриховые линии и числа в кружках показывают границы и номера структурных элементов течения. Даны расходы по элементам и суммарный расход (158 Св), отрицательные значения на запад, положительные на восток; 1710–1739 — положение и номера станций. СкАФ, ЮПФ и САФ — Склоновый антарктический, Южный полярный и Субантарктический фронты

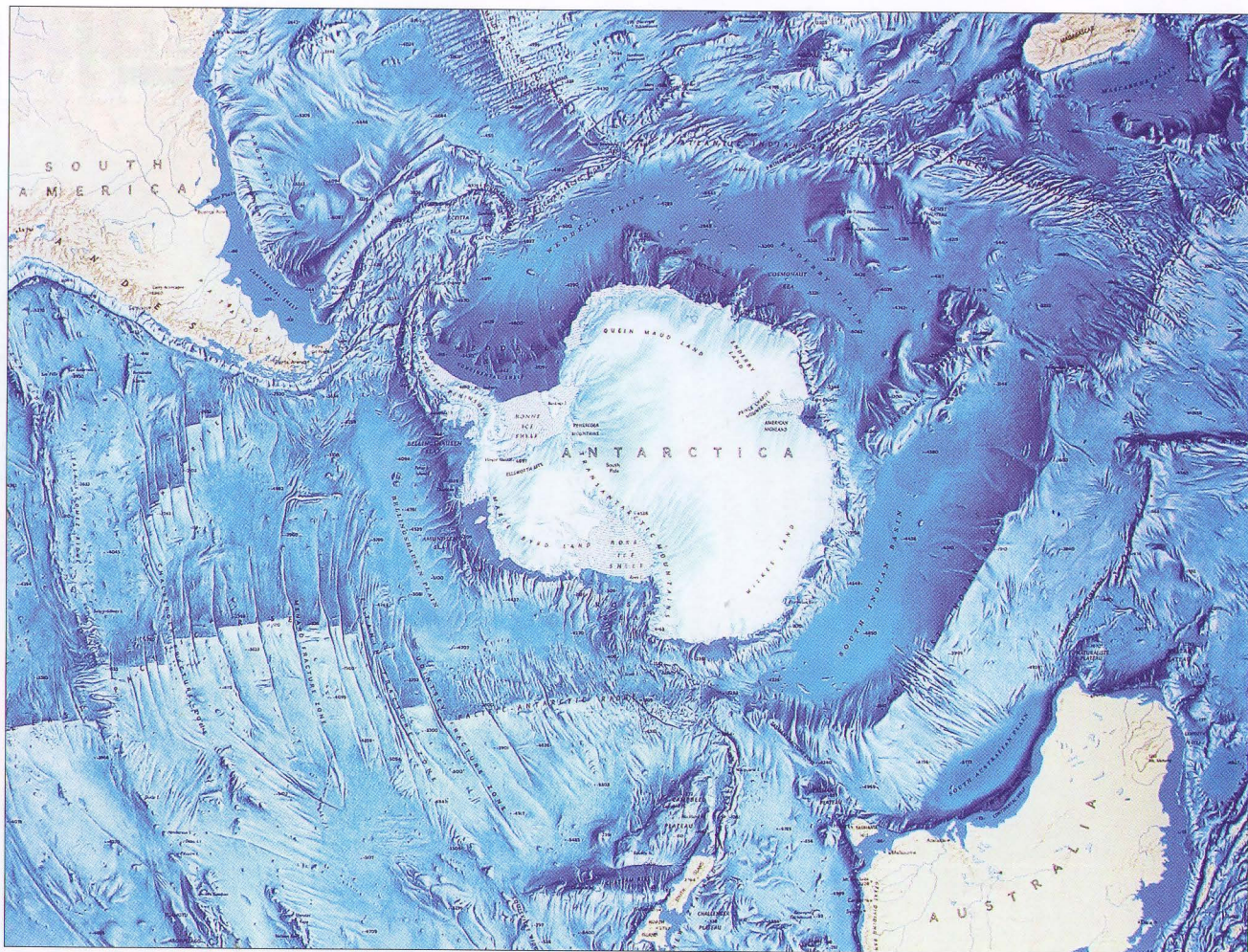


Рис. XXXI. Карта рельефа дна Южного океана

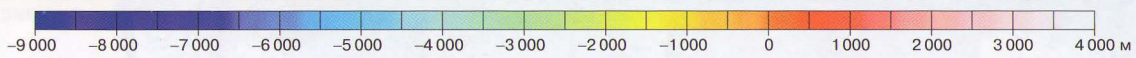
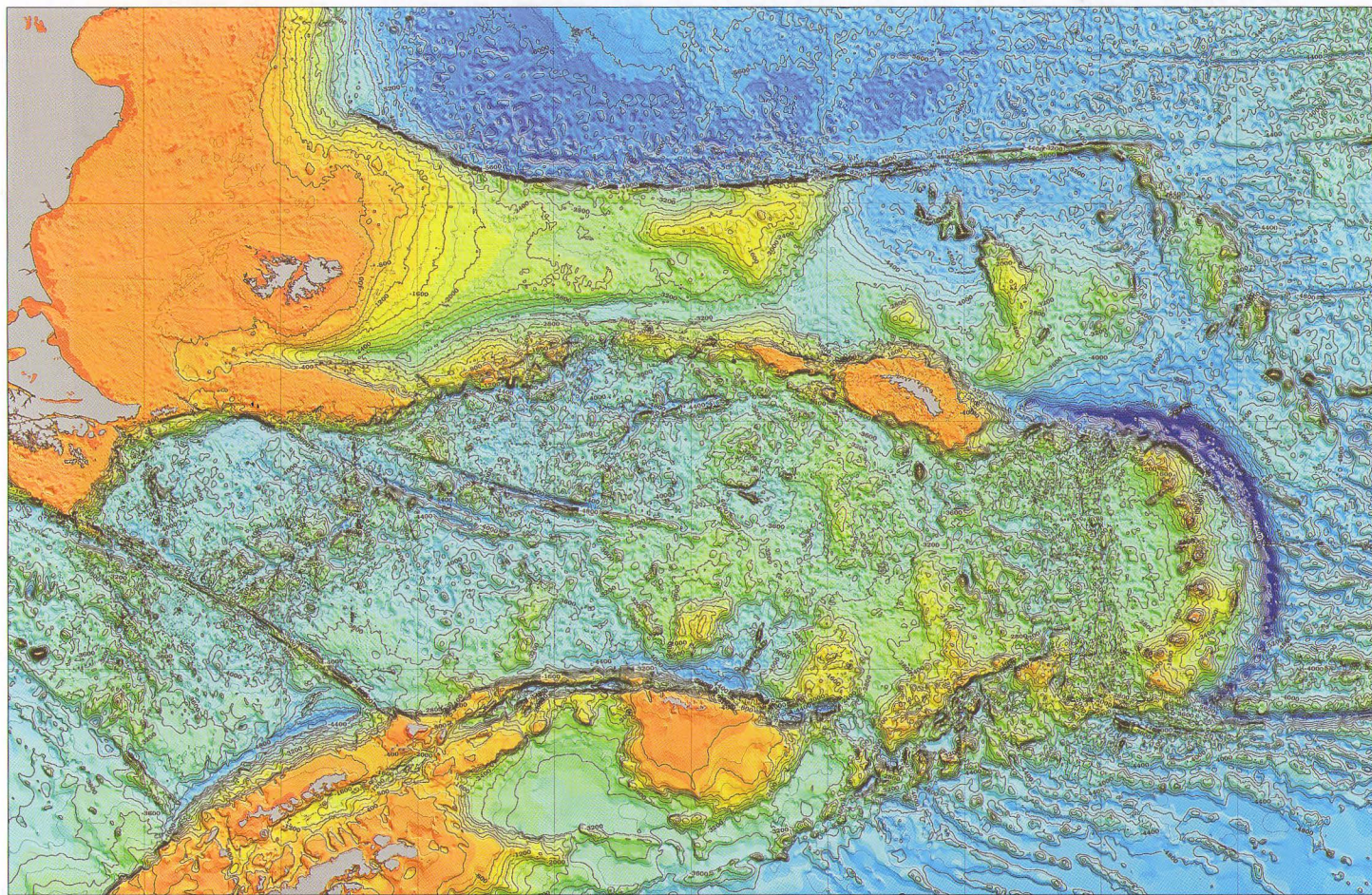


Рис. XXXII. Распределение глубин дна моря Скотия