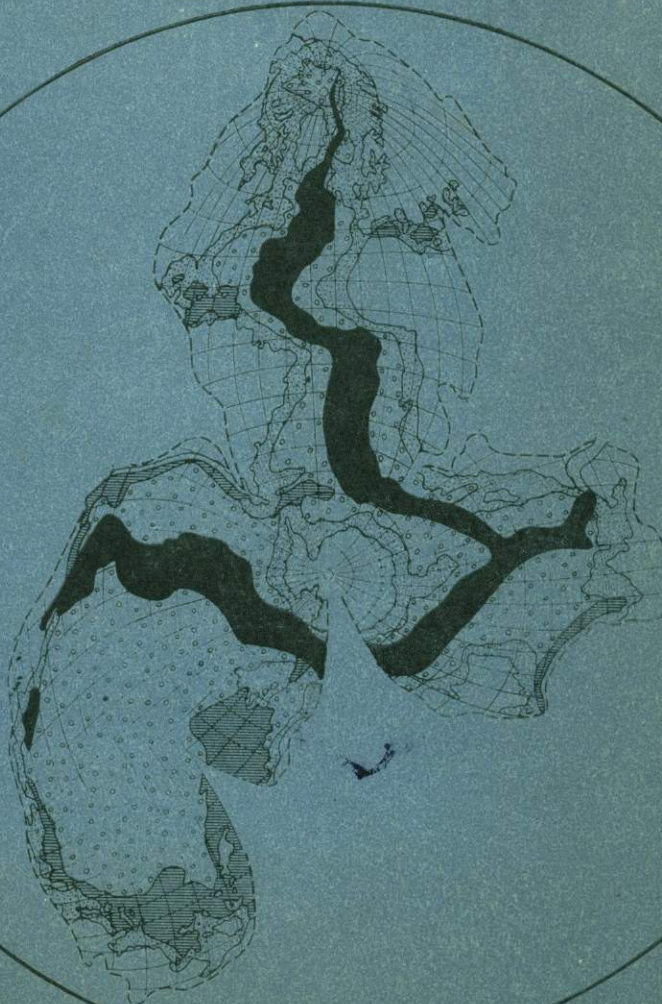


О.К. Леонтьев

Физическая география Мирового океана



Издательство
Московского
университета

О. К. Леонтьев

ФИЗИЧЕСКАЯ
ГЕОГРАФИЯ
МИРОВОГО
ОКЕАНА

Балдасарен Г. П.

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА
1982



Леонтьев О. К.

Физическая география Мирового океана. — М.: Изд-во МГУ, 1982 г.
Ил., 200 с.

В учебном пособии освещены главные вопросы молодой, находящейся в стадии становления науки — географии океана. Рассмотрено строение земной коры и гидросферы в океане, дается характеристика природы каждого океана. Рассмотрены проблемы физико-географической зональности и районирования, взаимодействия географических оболочек в океане, проблема «океан и человек», а также гипотезы происхождения и истории Мирового океана.

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета*

Рецензенты:

доктор геогр. наук, профессор П. А. Каплин,
доктор геогр. наук, профессор Л. Г. Никифоров

Л $\frac{1903030100-123}{077(02)-82}$ 180—82

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени физико-географы занимались комплексным изучением природы суши, полагая, что природой Мирового океана должны заниматься океанологи. Однако океанология с каждым годом все больше дифференцируется, тогда как комплексное освещение природы океана явно отстает от нарастающего развития отдельных океанологических дисциплин.

Задачи комплексного изучения природы океана должна решать физическая география. Наряду с физической географией материков должна существовать и развиваться физическая география океана. Ее основное содержание — исследование проявлений общепланетарных общегеографических закономерностей в пределах океанического пространства географической оболочки — океаносферы (70,8% ее площади), а также компонентных физико-географических закономерностей, присущих собственно океаносфере» («Физическая география Мирового океана», 1980, с. 10).

Главная научная задача физической географии океанов, как ее определил академик К. К. Марков, — синтез знаний об океане, «...как о природном пространственном комплексе, с целью сохранения и улучшения природы океана и повышения ее производительности» (там же).

Физическая география океанов как наука находится в стадии становления, но это не избавляет географа от необходимости ее изучения. Напротив: во-первых, без физической географии океанов географическая наука еще не приобретает свой планетарный, глобальный характер; во-вторых, именно то, что физическая география океана как наука еще очень молода, обуславливает насущную необходимость в разработке ее основ, а это сделать нельзя, не зная того, что уже достигнуто в ее изучении. Именно эти обстоятельства побудили географический факультет МГУ включить в учебный план учебный курс «Физическая география океанов». Настоящая книга является учебным пособием по этому курсу.

Исходя из тех задач и содержания физической географии океана, которые были охарактеризованы выше, строится структура курса и содержание этой книги. Здесь выделяются три части. В первой дается покомпонентный обзор океаносферы: последовательно рассматриваются твердая оболочка, гидросфера, биосфера, рыхлая оболочка (донные отложения). Во второй части дано описание природных географических особенностей каждого из океанов. Наконец, третья часть является синтезирующей: в ней рассмотрены закономерности географических явлений в Мировом океане, проблемы взаимодействия внешних оболочек Земли в пределах Мирового океана и истории его возникновения и

развития. Содержание учебного пособия и его структура полностью соответствуют программе по данному учебному курсу.

К сожалению, скромный объем учебного пособия не позволил автору включить в круг рассмотрения такой раздел, как физическая география морских берегов. Не получили соответствующего освещения и некоторые другие вопросы, например роль граничных (контактных) поверхностей в развитии и динамике географических явлений в океане. Пришлось ограничиться только упоминанием об этой интереснейшей проблеме. О рельефе и геологическом строении подводных континентальных окраин, переходных зон, ложа океана в книге приводятся также лишь самые необходимые сведения. В силу тех же обстоятельств — ограниченного объема — в нашей книге нет раздела об истории географических открытий и истории науки. Эти пробелы читатели могут восполнить, обратившись к книгам О. К. Леонтьева, Л. Г. Никифорова и Г. А. Сафьянова (1975), В. Л. Лебедева, Т. А. Айзатулина и К. М. Хайлова (1974), «Физической географии Мирового океана» (1980), Н. В. Логвиненко (1980), а об истории науки — В. И. Лымарева (1978).

В течение длительного времени отношение человечества к изучению и освоению ресурсов Мирового океана было исключительно потребительским и по сути дела не отличалось от отношения первобытных охотников и собирателей к природе суши. Это потребительское отношение при огромном росте техники в нашем столетии и стихийности экономики в капиталистическом мире привело к подрыву биологических ресурсов, к загрязнению океана и другим крайне нежелательным для человечества последствиям. Бурное и широкое развитие океанологии, столь характерное для последних 25—35 лет, обусловлено, в числе других причин, практической необходимостью в создании подлинно научных концепций рационального использования ресурсов Мирового океана, основывающихся на точном знании, а не на умозрительных соображениях и не на стихийных «законах» рынка.

В достижении этой цели важную роль должна сыграть физическая география океанов. Хотя она находится в стадии становления, у нее большое будущее. Советским географам идеи рационального использования ресурсов Мирового океана особенно близки. Рациональное использование ресурсов Мирового океана немислимо без плановой основы. Условия планового народного хозяйства и социалистического строя наиболее благоприятны для развития науки о географических закономерностях в океане и разработки путей применения этих закономерностей в целях рационального природопользования.

Глава 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Изучение рельефа морского дна показало всю ошибочность старых представлений о монотонности и простоте строения рельефа дна океана. Одним из важнейших средств познания строения морского дна явилось эхолотирование, которое в течение 40—60-х годов нашего столетия достигло больших успехов, и мы сейчас располагаем полноценными батиметрическими картами океанов и морей. В эти же годы появились также некоторые приборы и приспособления, которые позволили хотя бы частично пополнить зрительными впечатлениями данные о рельефе морского дна, получаемые в результате эхолотирования: акваланги, «ныряющие блюдца» и другие исследовательские аппараты типа подводных лодок; подводные фотоаппараты, в том числе предназначенные для фотографирования глубоководных участков дна; началось применение подводного телевидения. Уже в 50-х годах стала применяться специализированная аэрофотосъемка, дающая фотоизображение дна на малых глубинах. Все эти и подобные им технические средства позволяют видеть морское дно, а не только знать, как изменяются в его пределах отметки глубин. Однако возможности визуального обследования дна остаются еще весьма невелики, в связи с чем современные представления о донном рельефе, закономерностях распространения и развития различных форм и комплексов форм подводного рельефа продолжают основываться преимущественно на результатах эхолотирования. Естественно, что эти представления тем более точны и близки к истине, чем точнее методика и гуще сеть эхолотных промеров. Некоторые районы прибрежного мелководья сейчас изучены в этом отношении с точностью, близкой к той, которая характеризует топографическую изученность рельефа суши. Однако до сих пор имеются еще огромные пространства морского дна, например в юго-восточной части Тихого океана, в южной — Атлантического, о морфологии которых имеются лишь самые общие и довольно приблизительные сведения.

Большие трудности также стоят на пути изучения геологического строения «Земли под океаном». Примерно до 50-х годов нашего столетия практически единственными средствами геологических исследований дна океанов и морей были грунтовые трубки, дночерпатели и драги. За минувшую четверть века основная доля данных о геологическом строении дна океанов была получена благодаря разработке и широкому внедрению в практику исследований различных геофизических методов. Они, однако, при всей их эффективности, остаются косвенными методами геологического изучения. Среди геофизических методов, безусловно, первое место принадлежит морской сейсморазвед-

ке в ее различных модификациях, затем следуют гравиметрические, магнитометрические, геотермические исследования. Все шире применяются в морских геологических исследованиях различные геохимические методы, в том числе методы радиоизотопной геохронологии.

Грунтовые трубки и дночерпатели позволяют получить непосредственную геологическую информацию, но лишь о поверхностном слое морского дна. Правда, эти орудия также стали более совершенными, и имеются конструкции трубок, позволяющих брать колонки донных грунтов до 20 и даже 30 м длины. Драги имеют то преимущество, что при помощи их удается получать образцы скальных пород, обнажающихся на морском дне. Но возможности их применения остаются пока весьма ограниченными. Настоящую революцию в геологическом изучении дна океана произвело создание специального корабля, предназначенного для производства глубоководного бурения. С 1968 г. американскими морскими геологами, а с 1976 г. — в рамках международного проекта DSDP на специально сконструированном судне «Гломар Челленджер» производится в научно-исследовательских целях бурение в океане, и к 1981 г. было пробурено более 500 скважин в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, Мексиканском заливе, Карибском, Беринговом, Средиземном, Черном морях.

Однако и в наши дни уровень изученности рельефа и геологического строения дна морей и океанов еще далек от уровня геолого-геоморфологической изученности суши. Этого не следует забывать при разработках глобальных гипотез эволюции земной коры и истории рельефа Земли. Очевидно, что при глобальных разработках необходимо тщательно учитывать и тот огромный материал, который накоплен в ходе более чем 200-летнего изучения геологии и рельефа суши, и те теоретические результаты, которые были получены на основе обобщений этого материала. Не в меньшей степени при таких построениях следует учитывать взаимосвязанность и взаимообусловленность различных компонентов природы в Мировом океане, те неразрывные связи, которые объединяют гидросферу, биосферу и литосферу в единый природный организм, имя которому — океан.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Общее представление о вертикальном расчленении земной поверхности дает гипсографическая кривая (рис. 1). По способу построения она является кумулятивным графиком распределения высот и глубин. Фигурирующая в нынешних учебниках гипсографическая кривая была построена Коссина в 1933 г. и не вполне отвечает современной сумме данных о распределении глубин. В 1959 г. океаническая часть гипсографической кривой — батиграфическая кривая Мирового океана — была вычислена заново В. Н. Степановым. Более поздние расчеты батиграфической кривой были выполнены кафедрой картографии ЛГУ под руководством Ю. С. Фролова (1971 г.) и лабораторией морской геоморфологии кафедры геоморфологии МГУ (1974 г.). Результаты, полученные обеими группами исследователей, совершенно независимо и по разным методикам, оказались практически одинаковыми (табл. 1). Сравнивая построенную нами батиграфическую кривую Мирового океана и океаническую часть гипсографической кривой, вычисленной Коссина, можно видеть, что несмотря на отдельные различия, обусловленные разным уровнем изученности глубин океана в 1921 г. и в 70-х годах, принципиальных отличий между ними не отмечается. Рассмотрение батиграфических кривых отдельных океанов и Мирового океана в це-

лом, дает основание считать, что в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах общее распределение глубин очень сходно и следует закономерностям, свойственным всему Мировому океану. От 73,2 до 78,8% площади дна океанов лежит на глубинах от 3000 до 6000 м, от 14,5 до 17,2% — на глубинах от 200 до 3000 м и только 4,8—8,8% площади океанов имеют глубину менее 200 м. Соответствующие цифры для Мирового океана — 73,8, 16,5 и 7,2%.

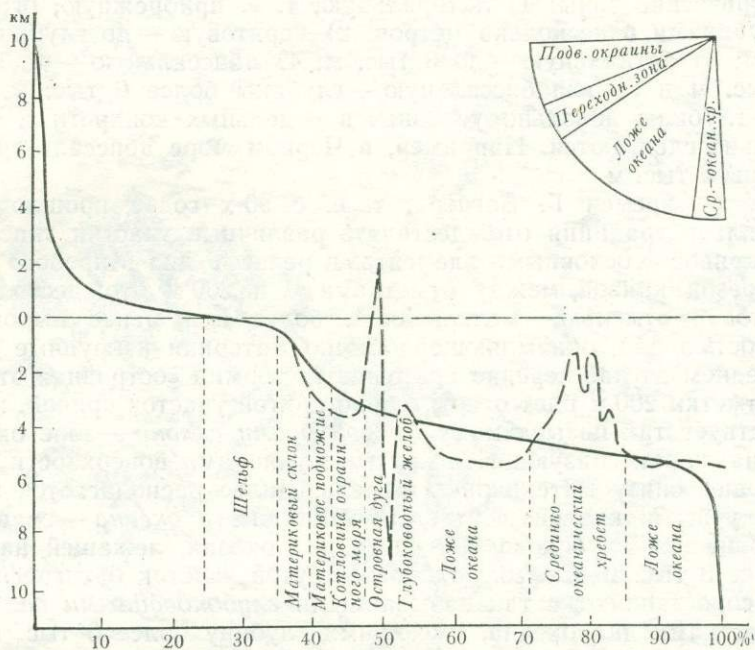


Рис. 1. Гипсографическая кривая (сплошная линия) и обобщенный профиль дна Мирового океана. По вертикали — высоты и глубины, в км, по горизонтали — площади в %, занятые соответствующими гипсо- (бати-) метрическими ступенями. Вверху справа — соотношения площадей планетарных морфоструктур (по О. К. Леонтьеву, 1968)

Таблица 1
Площади, млн. км², батиметрических ступеней дна Мирового океана, по различным авторам

Исследователи	Глубины, м										
	0—200	200—1000	1000—2000	2000—3000	3000—4000	4000—5000	5000—6000	6000—7000	7000—8000	8000—9000	более 9000
Коссина, 1933	27,3	19,3	14,8	13,7	72,0	121,8	81,7	3,7	0,5	0,1	0,1
Менард и Смит, 1966	27,1	16,0	15,8	30,8	75,8	114,7	76,8	4,5	0,4	0,1	0,03
Фролов, 1971	27,2	16,3	16,4	30,5	76,7	117,6	72,1	4,0	0,3	0,1	0,02
Леонтьев, Лукьянова, Калинина, 1974	27,5	15,7	15,7	30,0	77,7	117,8	74,3	2,9	0,2	0,1	0,02

Резко отличается от всех остальных океанов структурой батиграфической кривой Северный Ледовитый океан. Здесь пространства дна с глубинами менее 200 м занимают 44,3%, а глубины, наиболее характерные для всех океанов (т. е. от 3000 до 6000 м) — всего лишь 27,7%. Такое распределение глубин в Северном Ледовитом океане приближает его к крупным глубоководным морям типа Средиземного или Карибского.

В зависимости от глубины океан обычно разделяют на следующие батиметрические зоны: 1) литоральную, т. е. прибрежную, ограниченную глубинами в несколько метров; 2) неритовую — до глубин порядка 200 м; 3) батиальную — до 3 тыс. м; 4) абиссальную — от 3 тыс. м до 6 тыс. м и 5) гипабиссальную — глубины более 6 тыс. м. Пограничные глубины довольно условны, в отдельных конкретных случаях они сильно сдвигаются. Например, в Черном море абиссаль считается с глубины 2 тыс. м.

Еще со времен Г. Вагнера, т. е. с 90-х годов прошлого века, установилась традиция отождествлять различные участки гипсографической кривой с основными элементами рельефа дна Мирового океана. Так, отрезок кривой между отметками 0 и 200 м отождествляется с *материковой отмелью* — мелководной, более или менее выровненной поверхностью дна, окаймляющей обычно материки и крупные острова (в последнем случае нередко применяется термин «островная отмель»). Ниже отметки 200 м идет относительно крутой участок кривой, который соответствует так называемому *материковому склону* — зоне океанического дна, характеризующейся крутыми уклонами поверхности и ограничивающей снизу материковую отмель. Далее располагается выположенный участок кривой, соответствующий *ложу океана* — сравнительно выровненной глубоководной части дна океана, лежащей на глубинах более 3 тыс. м. Самый нижний и крутой участок батиграфической кривой сопоставляют с так называемыми *глубоководными впадинами*, т. е. участками дна океана, имеющими глубину более 6 тыс. м. Преобладающая часть площади дна океана с глубинами более 6 тыс. м приходится на Тихий океан, а в Северном Ледовитом океане такие глубины вообще отсутствуют.

В действительности же гипсографическая кривая по своему способу построения не может служить источником для получения представления об основных элементах донного рельефа. Как мы увидим дальше, действительно, на дне Мирового океана есть и шельфы, и материковые склоны, и ложе океана, но названные понятия таксономически далеко не равнозначны. Их существование устанавливается не из гипсографической кривой, а из конкретных данных о рельефе дна различных морей и океанов. Кроме того, названными элементами не исчерпывается весь перечень крупнейших элементов рельефа океанского дна, т. е. имеются и такие элементы, которые не входят ни в шельф, ни в материковый склон, ни в ложе океана.

Современные данные свидетельствуют о весьма значительном и разнообразном расчленении рельефа морского дна. Вопреки прежним представлениям в пределах дна океанов наиболее распространен холмистый и горный рельеф (рис. 2). Ровные поверхности обычно наблюдаются лишь вблизи суши, в пределах материковой отмели, и в некоторых глубоководных котловинах, где имеется мощный слой рыхлых осадков, погребаящих под собой неровности «коренного» рельефа. Существенной внешней особенностью рельефа дна морей и океанов является преобладание замкнутых отрицательных элементов (котловин и узких желобообразных впадин различных размеров). Характерны

также для рельефа океанского дна отдельно стоящие одиночные горы (seamounts, по английским авторам), которые в большом количестве встречаются и среди холмистых или выровненных пространств, занимающих днища крупных котловин. На суше, как известно, такие одиночные «островные» горы встречаются лишь в некоторых, особо специфических условиях. Очень редки, по сравнению с сушей, различные

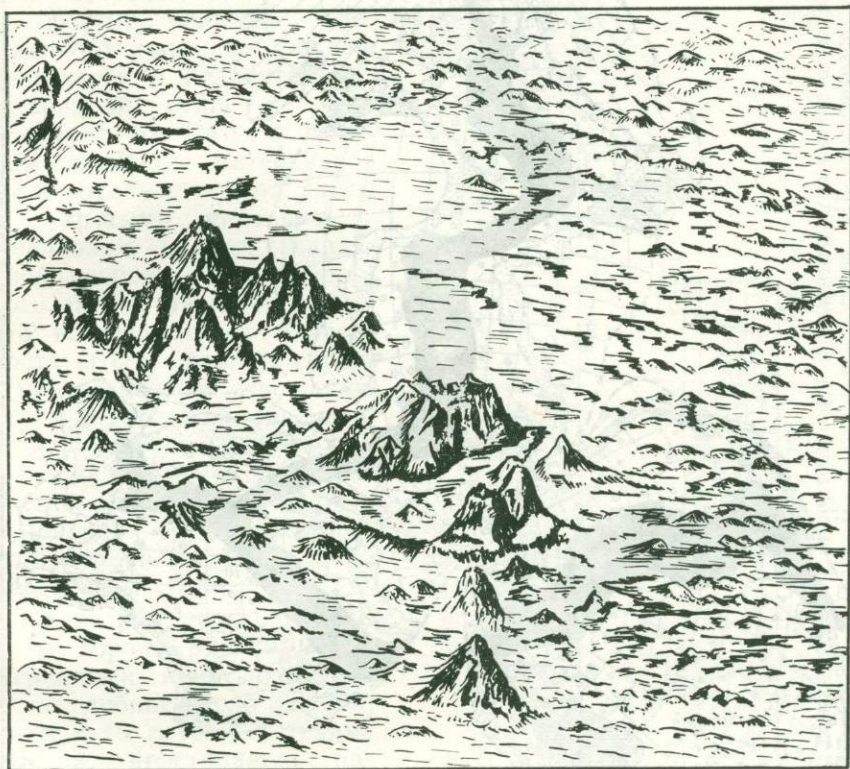


Рис. 2. Рельеф дна Атлантического океана в районе Азорских островов (по Б. Хейзену и др., 1959)

линейные долинообразные формы. Горные системы, как и на суше, имеют линейную ориентировку, но в большинстве случаев значительно превосходят горные системы континентов по ширине, протяженности и площади, не уступая им в крупномасштабной вертикальной расчлененности. Величайшая горная система Земли — система так называемых *срединно-океанических хребтов* — протягивается непрерывной полосой через все океаны, имеет общую длину более 60 тыс. км и занимает площадь более 15% земной поверхности (рис. 3).

Для того чтобы получить общее представление об основных элементах рельефа дна Мирового океана, необходимо рассмотрение фактических данных. Возьмем в качестве таковых два конкретных глобальных профиля морского дна: Тихого океана от мыса Поворотный до мыса Корриентас и Атлантического от мыса Кабу Фриу до залива Китового (рис. 4).

На обоих профилях в разной степени, но достаточно ясно выражена прежде всего вблизи берега относительно ровная поверхность

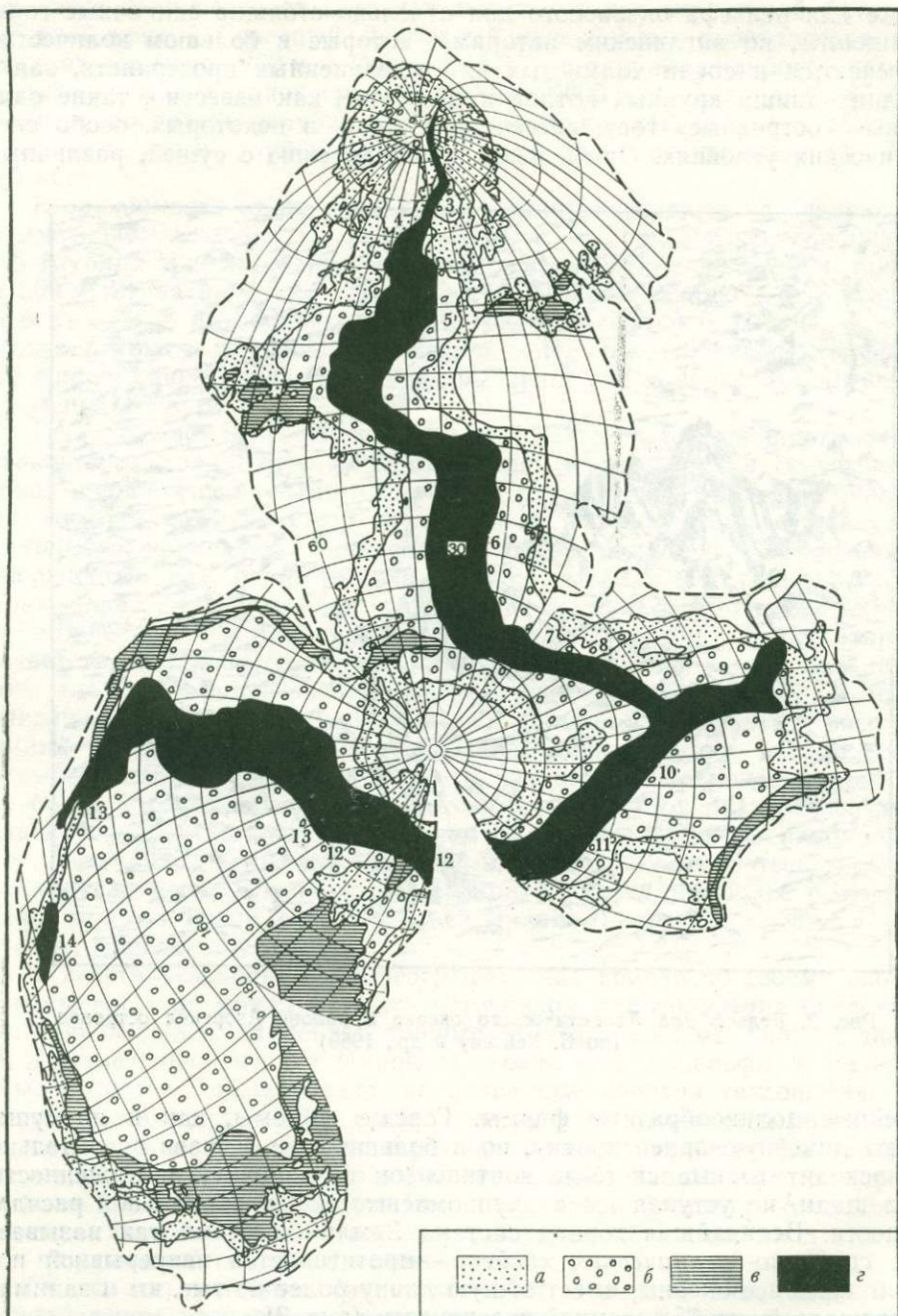


Рис. 3. Планетарные морфоструктуры дна Мирового океана: *а* — подводная окраина материков; *б* — переходная зона; *в* — ложе океана; *г* — срединно-океанические хребты: 1 — Гаккеля, 2 — Книповича, 3 — Мона, 4 — Рейкьянес, 5 — Северо-Атлантический, 6 — Южно-Атлантический, 7 — Африкано-Антарктический, 8 — Западно-Индийский, 9 — Аравийско-Индийский, 10 — Центрально-Индийский, 11 — Австралийско-Антарктический, 12 — Южно-Тихоокеанский, 13 — Восточно-Тихоокеанский, 14 — Хуан-де-Фука и Горда

дна мелководья, окаймляюще-го край континента. Это и есть уже упоминавшаяся *материковая отмель*, которую целесообразнее именовать *шельфом*. Заметим, что на шельфе нередко встречаются реликтовые формы рельефа субаральдного генезиса, что свидетельствует о недавнем существовании суши на его месте (рис. 5). Резким перегибом профиля материковая отмель отделяется от зоны дна с крутыми уклонами — *материкового склона*. Характерной особенностью материкового склона является также часто встречающаяся ступенчатость его профиля и глубокое поперечное (по отношению к его простиранию) расчленение длиннообразными формами — так называемыми *подводными каньонами*. Отдельные широкие ступени материкового склона выделяются как краевые плато (рис. 6).

На втором профиле (см. рис. 4) хорошо заметно, что материковый склон заканчивается на глубине около 3 тыс. м, а ниже, до глубин порядка 4 тыс. м, простирается наклонная равнина, которая, однако, морфологически еще не ложе океана. Последнее на профиле начинается на глубинах около 4—4,5 тыс. м и представляет собой наименьший уровень океанского дна (не считая так называемых глубоководных желобов, о которых речь будет идти несколько позже).

Наклонная аккумулятивная равнина — своеобразный элемент рельефа дна, промежуточный по своему положению между материковым склоном и ложем океана. Это как бы шлейф осадков, накопленных у подножия материкового склона, подобный тем шлей-

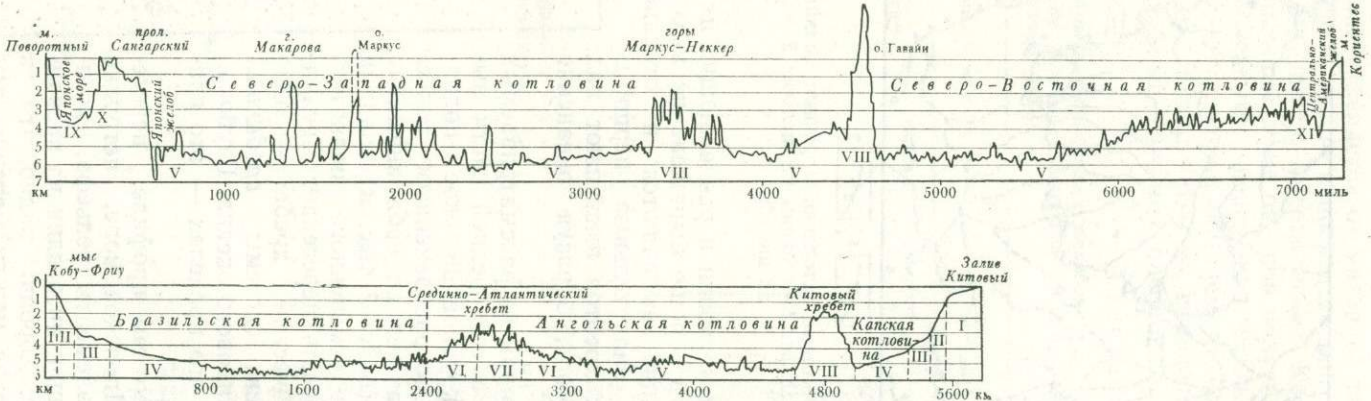


Рис. 4. Профили дна Тихого океана от м. Поворотный до м. Корриентас (1) и Атлантического океана от м. Кабу-Фриу до зал. Китовый (2). Римские цифры на профилях: I — шельф, II — материковый склон, III — материковое подножие, IV — плоская абиссальная равнина ложа океана, V — абиссальные холмы, VI — фланги срединного хребта, VII — рифтовая зона срединного хребта, VIII — хребты ложа океана, IX — котловина окраинного моря, X — островная дуга, XI — глубоководные желоба

фам, которые образуются у подножий гор на континентах. В других случаях вместо этого шлейфа между основанием материкового склона и ложем океана располагается полоса горно-холмистого рельефа или

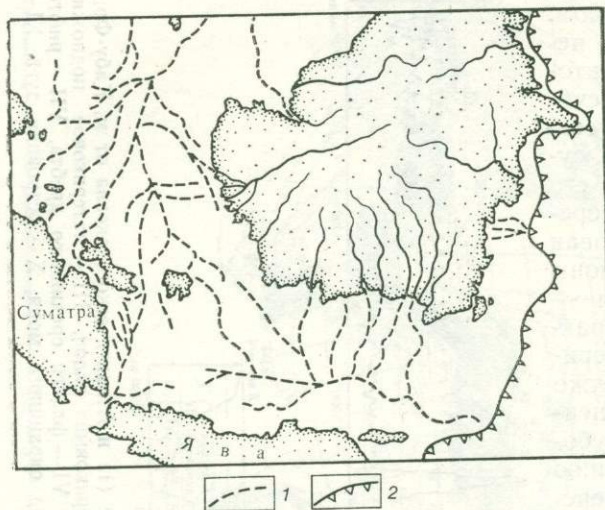


Рис. 5. Реликтовые затопленные речные долины на Яванском шельфе: 1 — долины на шельфе; 2 — бровка шельфа

же узкая глубокая впадина с выровненным под действием аккумуляции дном. С внешней стороны материкового подножия располагается ложе океана. На обоих профилях хорошо видно, что его рельеф состоит из чередующихся котловин и разделяющих их хребтов и возвышенностей. Эта особенность хорошо выражена на верхнем профиле (см. рис. 4), здесь же отчетливо выделяются и отдельно стоящие подводные горы. Наиболее значительные вершины подводных хребтов выступают над уровнем моря, образуя океанские острова.

На втором из рассматриваемых профилей в его средней части выделяется крупное широкое поднятие с сильно расчлененным рельефом. Обращает на себя внимание глубокая (более 7 тыс. м) впадина в середине отмеченного поднятия. Здесь профиль пересекает Срединно-Атлантический хребет — одно из звеньев системы срединных хребтов Мирового океана. Глубокая впадина в его пределах — это впадина Романш.

На верхнем профиле, пересекающем Японское море, нетрудно заметить элементы рельефа, которые не вошли ни в один из названных ранее. Хорошо видно, что в Тихом океане между материковым склоном и ложем океана на его западной окраине располагается широкая, сложно построенная зона

Описываемый элемент был впервые выделен в 1959 г. Б. Хейзенем и получил наименование *материкового подножия* (continental rise, по английским и американским авторам). Нередко подводные каньоны, характерные для материкового склона, имеют продолжение и на материковом подножии.

С внешней стороны материкового подножия располагается ложе океана. На обоих профилях хорошо видно, что его рельеф состоит из чередующихся котловин и разделяющих их хребтов и возвышенностей. Эта особенность хорошо выражена на верхнем профиле (см. рис. 4), здесь же отчетливо выделяются и отдельно стоящие подводные горы. Наиболее значительные вершины подводных хребтов выступают над уровнем моря, образуя океанские острова.

На втором из рассматриваемых профилей в его средней части выделяется крупное широкое поднятие с сильно расчлененным рельефом. Обращает на себя внимание глубокая (более 7 тыс. м) впадина в середине отмеченного поднятия. Здесь профиль пересекает Срединно-Атлантический хребет — одно из звеньев системы срединных хребтов Мирового океана. Глубокая впадина в его пределах — это впадина Романш.

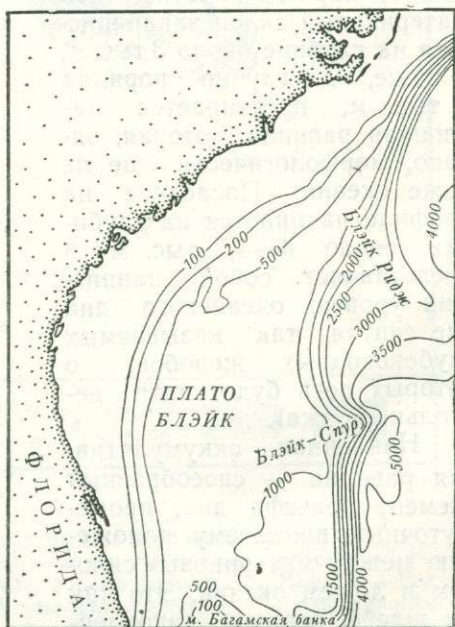


Рис. 6. Краевое плато Блэйк в западной части Атлантического океана

дна, которая состоит из котловины Японского моря, гряды Японских островов и глубокой и узкой впадины с внешней стороны гряды. Такие впадины получили название *глубоководных желобов*. Со стороны Американского континента ложе океана отделяется от материка также глубоководным желобом, который примыкает непосредственно к склону прибрежного горного хребта (Центрально-Американских Кордильер).

Эти сложно построенные окраинные зоны океанов получили название *переходных зон*¹. Кроме описанных выше отличительных черт рельефа переходные зоны выделяются также обилием вулканов, резкими контрастами глубин и высот. Большинство их находится на окраинах Тихого океана. Максимальные глубины океанов приурочены

Таблица 2

Максимальные глубины глубоководных желобов
(по Фалееву и др., 1977, Атласу океанов, Маттериксх и др., 1975,
Канаеву, 1979)

Наименования глубоководных желобов	Глубина, м
Тихий океан	
Алеутский	7 822
Курило-Камчатский	9 717
Японский	8 412
Идзу-Бонинский	9 810
Волкано	9 156
Марианский	11 022
Яп	8 850
Палау	8 069
Нансей или Рюкю	7 790
Филиппинский	10 265
Банда	7 440
Манильский	5 249
Ново-Британский	8 320
Бугенвильский	9 103
Сан-Кристоваль, или Южно-Соломонов	8 332
Северный Ново-Гибридный (Санта-Крус)	9 174
Южный Ново-Гибридный	7 653
Тонга	10 882
Кермадек	10 047
Хикуранга	3 282
Пюнсегюр	5 988
Хьорт	6 219
Ново-Гвинейский	5 050
Западно-Меланезийский	6 310
Малаита	6 767
Витязь	6 150
Центрально-Американский	6 489
Перуанско-Чилийский	8 069
Атлантический океан	
Пуэрто-Рико	8 385
Кайманов	7 119
Южно-Сандвичев	8 264
Эллинский	5 121
Индийский океан	
Яванский	7 130
Тиморский	3 310
Кай	3 680

¹ Л. И. Красный (1977) предлагает для их обозначения термин «транзиталь».

к глубоководным впадинам переходных зон, а не к собственно ложу океана (табл. 2).

Таким образом, в наиболее типичном виде переходные зоны представлены в виде комплекса следующих трех крупных элементов рельефа: 1) котловин окраинных глубоководных морей; 2) горных систем, отгораживающих эти котловины от океана и увенчанных островами — так называемых островных дуг; 3) узких желобообразных глубоких впадин, обычно с внешней стороны островных дуг — глубоководных желобов. Такое закономерное сочетание названных элементов явно указывает на их единство и генетическую взаимосвязь.

Морфологически хорошо заметно, что материковая отмель и материковый склон представляют собой единую систему. Поскольку материк — это выступы земной поверхности, т. е. объемные тела, то материковую отмель можно рассматривать как часть поверхности материка, затопленную водами океана, а материковый склон — как склон, «торец» материковой глыбы. Ниже будет показано, что материковое подножие также тяготеет к этой системе.

Таким образом, на основе рассмотрения только морфологических особенностей намечается довольно четкое разделение дна Мирового океана на следующие основные элементы: материковую отмель, материковый склон и материковое подножие, образующих вместе подводную окраину материка (continental margin, по английским и американским авторам); переходную зону, состоящую обычно из котловины окраинного глубоководного моря, островной дуги и глубоководного желоба (transitory zone); ложе океана, представляющее собой комплекс океанических котловин и поднятий (ocean floor); срединно-океанические хребты (mid-oceanic ridges).

Генетическая классификация рельефа строится не только на основе морфологических признаков, для ее построения необходимо знать также внутреннее строение классифицируемых объектов. Для этого необходимо ознакомиться с основными особенностями строения земной коры под морями и океанами.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД МОРЯМИ И ОКЕАНАМИ

Геофизические исследования, проводившиеся за последние четверть века в океанах, показали, что земная кора под океанами неодинакова по своему строению и мощности. Нижней границей земной коры считают так называемую поверхность Мохоровичича (Мохо или М). Она выделяется по резкому возрастанию скоростей продольных сейсмических волн до 8 км/с и более. В пределах земной коры скорости упругих волн ниже этой величины. Ниже поверхности М располагается верхняя мантия Земли.

Выделяется несколько типов земной коры. Наиболее резкие различия отмечаются в строении земной коры материкового и океанического типов. Земная кора материкового типа по общепринятым взглядам имеет среднюю мощность 35 км и по скорости распространения в ней упругих волн состоит из трех слоев: 1) осадочного (скорости менее 5 км/с) мощностью от нескольких сотен метров до 1—2 км; 2) «гранитного» (скорости около 6 км/с) мощностью 15—17 км и 3) «базальтового» (скорости 6,5—7,2 км/с) мощностью 17—20 км. Главным слоем этого типа коры является «гранитный», плотность составляющего его вещества 2,7 г/см³.

В геофизических работах обычно подчеркивается условность названий слоев «гранитный» и «базальтовый». Гранитный слой вовсе не обязательно состоит только из гранитов. Скорости прохождения упругих волн через этот слой указывают на то, что он состоит из пород, аналогичных по плотности гранитам: гнейсов, гранодиоритов, кварцитов и некоторых других плотных кристаллических пород (магматических и метаморфических), объединяемых обычно под названием «кислые» породы, вследствие значительного содержания в них (более 60%) кремнекислоты.

Скорость сейсмических волн при прохождении ими «базальтового» слоя свидетельствует о том, что этот слой сложен породами, имеющими плотность 3,0 г/см³. Эта плотность соответствует базальтам, а также другим основным породам, например габбро, которые отличаются пониженным содержанием кремнезема (менее 50%) и повышенным — окислов различных металлов.

Земная кора океанического типа, по данным Р. Рейтта и Дж. Уорзелла, характеризуется следующим строением (в среднем): верхнюю ее часть составляет слой воды океана средней толщиной 4,0 км, со скоростью упругих волн 1,5 км/с и плотностью 1,03 г/см³; затем следует слой уплотненных осадков мощностью 0,7 км, со скоростью упругих волн 2,5 км/с и средней плотностью 2,3 г/см³. Под этим слоем залегает так называемый «второй слой» со средней мощностью 1,7 км, скоростью упругих волн 5,1 км/с и плотностью 2,55 г/см³. Под ним лежит базальтовый слой, по существу не отличающийся от того, который образует нижнюю часть континентальной коры. Средняя мощность его равна 4,2 км. Таким образом, общая средняя мощность океанической коры без слоя воды составляет всего 6,6 км, т. е. примерно в 5 раз меньше мощности материковой коры.

Геофизические исследования показывают, что материковый тип земной коры в морях и океанах имеет довольно широкое распространение. Материковая кора слагает шельф, материковый склон и в значительной части материковое подножие. Считают, что нижняя граница ее распространения проходит на глубинах моря порядка 2000—3500 м, и дно на глубине более 3640 м уже сложено океанической корой. Каких-либо существенных различий в строении океанической коры под различными океанами не наблюдается.

Упомянутыми типами земной коры все разнообразие ее строения не исчерпывается. Под срединно-океаническими хребтами земная кора настолько специфична по своему строению, что ее приходится выделять в качестве особого типа.

А. Г. Гайнанов и Е. Д. Карякин (1967), на основании наблюдений американских и советских исследователей, дают следующее описание строения земной коры под срединным хребтом Атлантического океана. Здесь выделяется довольно тонкий и непостоянный по простиранию слой рыхлых осадков, залегающий главным образом в понижениях между грядками и гребнями срединного хребта. Затем выделяется «второй слой», со скоростями упругих продольных волн 4,5—5,8 км/с. Мощность его также очень изменчива — от нескольких сотен метров до 2,5—3 км. Под ним залегают породы повышенной плотности со скоростями продольных волн порядка 7,2—7,8 км/с, т. е. значительно большими, чем в базальтовом слое, но меньшими, чем на границе Мохоровичича. Последняя здесь практически не выделяется, складывается впечатление, что под срединными хребтами земная кора не имеет четко выраженной нижней границы и в целом образована более плотным веществом, чем базальтовый слой океанической коры.

Высказывается предположение, что земную кору под срединными хребтами слагают видоизмененные разуплотненные породы верхней мантии, которые здесь как бы частично замещают базальтовый слой. Полагают, что гребни срединных хребтов представляют собой зоны развития особого типа структур, образующихся в результате нарушения сплошности земной коры под мощным давлением восходящих из верхней мантии потоков вещества (рифтовые структуры). Драгирование в областях гребней срединных хребтов показало, что здесь распространены и базальты, и ультраосновные серпентизированные породы, слагающие верхнюю мантию. Таким образом, повышенная плотность «слоя», лежащего под «вторым слоем», может быть объяснена смешением материала базальтового слоя и верхней мантии.

В 1974 г. с исследовательского судна «Гломар Челленджер» было пробурено несколько скважин в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта южнее Азорских островов. В ходе этого бурения под 250-метровой толщей осадков был пройден «второй слой», представленный излившимися базальтами, переслаивающимися с морскими мелководными осадками. Под этими породами бурением была вскрыта глыбовая смесь серпентинизированных перидотитов, оливиновых габбро и брекчии этих пород. Результаты бурения, таким образом, подтвердили и уточнили сложившиеся представления о своеобразии земной коры под срединными хребтами. Используя предложенную Г. Б. Удинцевым (1972) терминологию, этот тип коры можно назвать *рифтогенальным*.

В Международной программе океанского бурения принята следующая модель строения океанической коры. Верхний слой (или слой 1) характеризуется скоростями 1,5—3 км/с и состоит исключительно из неуплотненных осадков, мощность его колеблется от нуля до нескольких километров. В лежащем ниже втором слое скорости упругих волн составляют 3,5—6 км/с. Как показывает драгирование, подводное фотографирование и глубоководное бурение, его верхняя поверхность образована подушечными базальтовыми лавами, обычно сильно намагниченными. Мощность этого слоя около 1,5 км. В последнее время описываемый слой нередко называют слоем океанического основания (oceanic basement), или «фундаментом», имея в виду, что он представляет собой основание или ложе для вышележащего слоя океанских осадков. Нижнюю часть слоя принято считать немагнитной. Третий, главный слой океанической коры (его также называют собственно океаническим слоем) характеризуется скоростями 6,5—7,0 км/с и средней мощностью около 5 км, которая уменьшается к осевой линии срединного хребта. В отличие от первых двух слоев, имеющих в целом прерывистое распространение, океанический слой распространен повсеместно. В принятой в названном документе модели земной коры этот слой считается габбровым. По-видимому, в этом случае следует считать, что «базальтовый» слой материковой коры имеет габбровый состав.

Большой сложностью отличается земная кора под переходными зонами. В котловинах окраинных морей, входящих как составные части в эти зоны, шельф и материковый склон обычно сложены материковой корой, а глубоководная часть дна котловины — корой, по своему составу близкой к океанической, но отличающейся от нее значительно большей мощностью базальтового и осадочного слоев. При этом особенно резко возрастает толщина осадочного слоя, вместе с тем «второй» слой здесь обычно не выделяется резко, а происходит как бы постепенное уплотнение осадочного слоя с глубиной. Этот вариант строения земной коры был назван *субокеаническим*.

Под островными дугами в одних случаях обнаруживается материковая земная кора, в других — субокеаническая, в третьих — *субматериковая*, отличающаяся отсутствием резкой границы между гранитным и базальтовым слоями и общей сокращенной мощностью, а иногда и материковая. Например, типичная материковая кора слагает Японские острова, южная часть Курильской островной дуги сложена субконтинентальной корой, а Малые Антильские и Марианские острова — субокеанической.

Сложное строение имеет земная кора и под глубоководными желобами. Обычно здесь тот борт желоба, который одновременно является склоном островной дуги, характеризуется корой того типа, который слагает островную дугу, противоположный борт сложен океанической корой, а дно желоба — субокеанической.

Определенный интерес представляет также рельеф поверхности Мохоровичича в переходной зоне. Глубоководной котловине здесь соответствует выступ поверхности Мохо. Затем (в сторону океана) следует депрессия поверхности М, располагающаяся и под островной дугой, и под глубоководным желобом. Максимальный прогиб поверхности М приходится на океанский склон островной дуги.

Интересно, что на островных дугах мы нередко встречаемся с выходами ультраосновных, обычно сильно серпентизированных пород такого же состава и облика, что и гипербазиты рифтовых зон срединно-океанических хребтов. Это со всей очевидностью свидетельствует о том, что магматические процессы в переходных зонах, как и на срединно-океанических хребтах, генетически связаны с процессами, протекающими в мантии, и в частности с восходящими движениями глубинного вещества верхней мантии.

Таким образом, основное, что характеризует строение земной коры в пределах переходной зоны — это ее большая неоднородность, мозаичность, которая в целом очень хорошо согласуется с резкой дифференциацией рельефа. Представляется, что эта дифференциация отражает высокую динамичность развития земной коры в пределах этих зон и может служить основанием для выделения наряду с уже названными ранее, четвертого типа земной коры, присущего переходной зоне. Его можно назвать *геосинклинальным типом*, имея в виду, что по всем признакам строения и геодинамики переходные зоны в предлагаемом здесь понимании — это современные геосинклинальные области.

ПЛАНЕТАРНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

Итак, в океане имеют распространение четыре типа земной коры: материковый, океанический, рифтогенальный и геосинклинальный. При этом наблюдается достаточно хорошее соответствие в распространении различных типов земной коры и основных элементов рельефа дна Мирового океана, предварительно выделенных на основе рассмотрения профилей дна и батиметрических карт: подводной окраине материка соответствует материковый тип, ложу океана — океанический, срединно-океаническим хребтам — рифтогенальный, переходным зонам — геосинклинальный типы земной коры.

В геоморфологии формы рельефа, соответствующие определенному типу геологической структуры, принято называть морфоструктурами. Естественно, что в зависимости от самих форм и от рангов структурных подразделений можно выделять морфоструктуры разных порядков. В данном случае мы оперируем структурами наиболее высокого ранга — типами земной коры, которые охватывают в совокупности реше-

тельно все виды геологических структурных форм. Каждый из выделенных выше типов земной коры соответствует крупнейшим структурам Земли — материковым платформам, океаническим талассократонам, георифтогеналям (Красный, 1977) и геосинклинальным областям.

Крупнейшие элементы рельефа — материковые выступы (в океане — их подводные окраины), ложе океана, срединно-океанические хребты и переходные зоны (области) — являются, таким образом, морфоструктурами наивысшего порядка. Автором было предложено называть их *планетарными морфоструктурами*. То, что это именно морфоструктуры наивысшего порядка, видно из следующих классификационных признаков: 1) они не могут быть объединены иначе, чем в единое целое, т. е. объединение названных четырех элементов в какие-либо два или три элемента невозможно; 2) любой другой элемент рельефа поверхности Земли является составной частью какого-либо из названных.

Необходимо оговориться, что, отмечая соответствие каждого из типов земной коры определенному типу планетарной морфоструктуры, мы имеем в виду общее соответствие, допуская при этом те или иные частные несовпадения границ типов земной коры и планетарных морфоструктур.

Таблица 3

Размеры основных геоморфологических элементов дна Мирового океана, млн. км²
(по О. К. Леонтьеву и др., 1974)

	Элементы дна	Океаны				
		Северный Ледовитый	Индийский	Атлантический	Тихий	Мировой океан
Подводные окраины материков	шельф	7,63	4,36	9,34	9,75	31,08
	материковый склон	2,79	8,68	7,68	5,37	24,52
	материковое подножие	0,90	9,45	12,46	3,10	25,90
	всего	10,41	22,49	29,48	18,23	80,61
Переходные зоны	островные дуги	—	0,85	1,32	3,92	6,09
	котловины окраинных морей	—	0,44	3,03	16,19	19,26
	глубоководные желоба	—	0,49	0,45	3,93	4,87
	всего	—	1,78	4,80	24,04	30,62
Ложе океана	океанические котловины	2,34	35,60	29,40	91,36	158,70
	океанические хребты и возвышенности	1,06	4,03	4,58	25,44	35,11
	всего	4,40	39,63	33,98	116,80	194,81
	Срединно-океанические хребты	0,45	12,88	22,28	19,57	55,18

Таблица 3 дает представление о размерах выделенных планетарных морфоструктур и составляющих их морфоструктур первого порядка. Рис. 3 дает представление о сравнительных размерах и распространении выделенных выше морфоструктур.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ПРЕДЕЛАХ ДНА ОКЕАНА

Правомерность разделения поверхности дна Мирового океана на перечисленные выше четыре категории может быть дополнительно проверена рассмотрением основных закономерностей размещения геофизических полей в пределах океана.

Гравитационное поле характеризуют двумя видами аномалий силы тяжести — аномалиями Фая и аномалиями Буге. Аномалией Фая называется разница между наблюдаемой и нормальной величинами силы тяжести в данной точке физической поверхности Земли. Аномалия Буге — это гравитационная аномалия, приведенная к уровню моря.

В геофизических работах обычно отмечают соответствие между рельефом поверхности Мохо и значениями гравитационных аномалий, что указывает на существование зависимости между рельефом земной поверхности и распределением масс на глубине. При этом, если рассматривать большие площади, отмечается приблизительная уравновешенность земной коры. Так, для материковых платформ аномалии Буге близки к нулю или составляют первые десятки миллигал, аномалии Фая в среднем на морях и на суше составляют ± 50 мЛг и лишь в районах со сложным строением поверхности и сложной геологией существенно отклоняются от этой величины (до 150 и более мЛг). Аномалии Буге для ложа океана преимущественно положительные, со значениями до нескольких сотен миллигал (рис. 7).

По А. Г. Гайнанову и Е. Д. Карякину, в Атлантическом океане котловины ложа океана имеют спокойное гравитационное поле с близкими к нулю положительными и отрицательными аномалиями Фая и большими положительными (до 450 мЛг) — Буге. Над Срединно-Атлантическим хребтом аномалии Фая возрастают до плюс 150 мЛг, а ано-

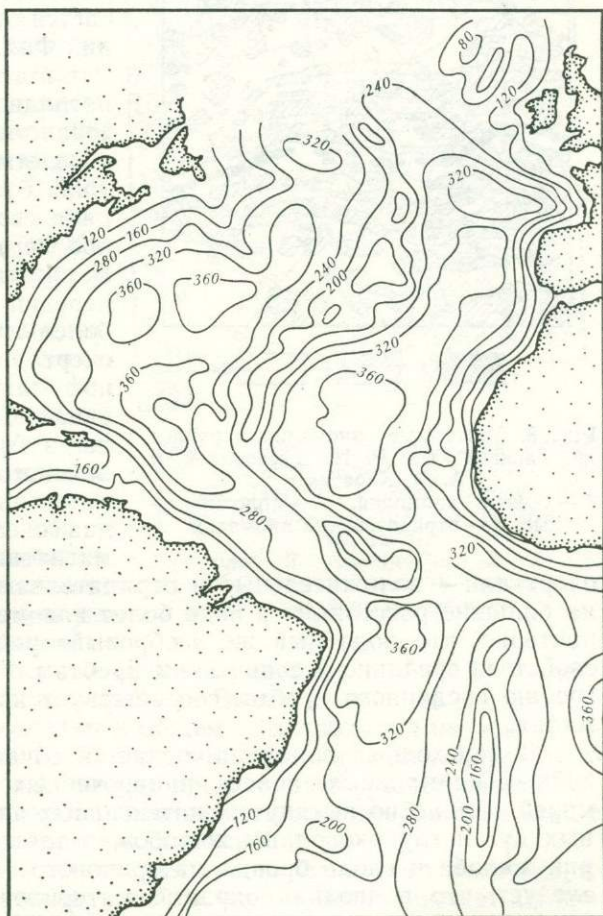


Рис. 7. Осредненная аномалия силы тяжести в редукции Буге в Атлантическом океане («Океанология. Геофизика океана», т. 1, 1979)

малии Буге снижаются до 200—160 мгл, оставаясь, однако, положительными.

Переходные области характеризуются резкими градиентами аномалий Фая и Буге. Так, аномалии Буге в районе глубоководного желоба Пуэрто-Рико на протяжении 100 км нарастают от 100 до 400 мгл. Аномалии Фая для глубоководных желобов отрицательные, а для островных дуг — положительные. На шельфе гравиметрическое поле принципиально не отличается от такового прилегающих пространств наземных платформенных равнин, но

вдоль материкового склона и материкового подножия нередко отмечается пояс отрицательных аномалий Фая.

Магнитное поле дна океана наглядно может быть охарактеризовано при помощи так называемых «скелетных карт» магнитного поля (рис. 8). Подводной окраине материка свойственно сложно построенное нерегулярное магнитное поле. В пределах океанических котловин нередко аномальные поля также более или менее изометрических очертаний. Таков, например, рисунок магнитных аномалий в котловинах Северного Ледовитого океана, в Аравийской котловине Индийского океана. В то же время на отдельных значительных площадях дна океана нередко изображаются магнитные аномалии полосовых

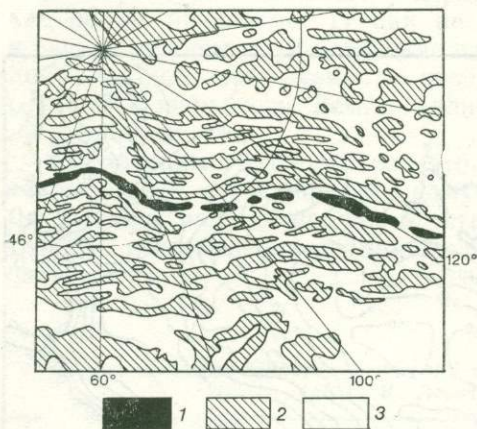


Рис. 8. Магнитные аномалии в районе хр. Гаккеля (по Р. Н. Деменичкой и А. М. Карасик):
1 — осевая аномалия, 2 — положительные, 3 — отрицательные аномалии

очертаний — положительные и отрицательные аномалии протягиваются на большие расстояния в виде более или менее параллельных зон. Характерно, что подобный же «зевровый» рисунок магнитных аномалий свойствен срединно-океаническим хребтам. При этом зоне рифтов, т. е. гребню срединного хребта, соответствует крупная положительная аномалия.

В переходных зонах наблюдается сочетание изометрических, спокойных аномальных полей, приуроченных к котловинам окраинных морей, и линейно вытянутых интенсивных аномалий в пределах островных дуг и глубоководных желобов, а также на океанической периферии желоба и вдоль бровки материкового склона. Из сказанного выше следует, что подводная окраина материков, ложе океана, срединные хребты и переходные зоны существенно отличаются по характеру как гравитационного, так и магнитного полей.

Важной геофизической характеристикой названных морфоструктур является величина теплового потока — количество тепла, поступающего из недр Земли к ее поверхности. В изучении теплового потока в океане за последние 10 лет были достигнуты значительные успехи.

Общее количество эндогенного тепла, притекающего к земной поверхности за год, составляет около 48^{18} джоулей в год. Предполагается, что основными источниками поступления тепла из земных недр являются радиоактивный распад и гравитационная дифференциация земного вещества. Кроме того, эндогенное тепло выделяется при различных фазовых переходах и химических реакциях, происходящих в недрах

Земли, в результате приливного трения, действия нейтрино и других процессов.

Средние значения теплового потока для океанов и для континентов примерно одинаковы и близки к единице (т. е. к $1 \text{ мккал/см}^2\text{с}$)¹. М. Лангсет и Р. фон Герцен указывают, что среднее значение теплового потока для океанических котловин равно 1,3, для щитов древних платформ — 1,0, а для молодых платформ — 1,4; для подводных окраин материков это значение составляет 1,05. Гребневые зоны срединно-океанических хребтов выделяются повышенным значением теплового потока (в среднем 2,5, по М. Лангсету и Р. фон Герцену), а их склоны — пониженными (0,8, по тем же источникам). В переходных зонах также наблюдается неоднородность геотермического поля — здесь, при средней величине для переходных зон теплового потока, равной 2,26, для островных дуг даются величины порядка 2,5—4,7, а для глубоководных желобов — пониженные значения, менее 1,0.

Схематическая карта, помещенная на рис. 9, составлена по выделенным М. Лангсетом и Р. фон Герценом средним значениям теплового потока для 5-градусных трапезий. Она дополняет представления, полученные на основе приведенных выше сведений. В общем выявляются такие закономерности: близкие к норме (1,2—1,6) значения теплового потока характеризуют подводную окраину материков и океанические котловины, высокие средние значения (2,5—4,5) — островные дуги и гребни срединных хребтов. Видно также, что зоны большого притока тепла сопровождают в общем параллельные им зоны слабого теплового потока. Это, очевидно, отражает динамику корового и подкорового вещества. Особый интерес представляет существование обширных зон пониженных значений теплового потока по обе стороны от гребневых зон срединно-океанических хребтов.

Краткое знакомство с особенностями географического распространения важнейших геофизических полей в океане подтверждает закономерность деления дна Мирового океана на подводную окраину материков, переходную зону, ложе океана и систему срединных хребтов.

Глава 2

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ ДНО МИРОВОГО ОКЕАНА

При рассмотрении факторов, формирующих рельеф и геологическую структуру земной коры, обычно различают *эндогенные* и *экзогенные*, понимая под первыми те, для которых источником энергии слу-

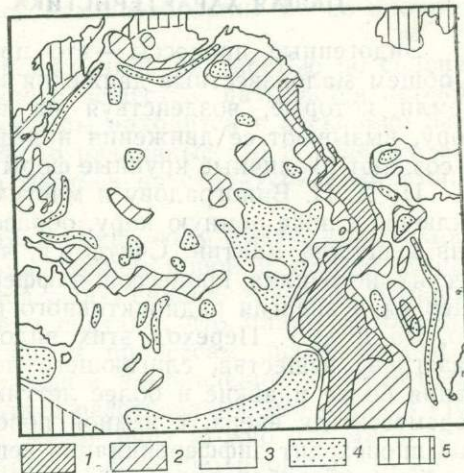


Рис. 9. Характер распределения значений теплового потока в Тихом океане (по М. Лангсету, Р. фон Герцену, 1970; Р. М. Деменичкой, 1975; О. К. Леонтьеву, 1975):

1 — более 2 $\text{мккал/см}^2\text{с}$; 2 — 2—1,5;
3 — 1,5—1; 4 — менее 1 $\text{мккал/см}^2\text{с}$;
5 — сведения отсутствуют

¹ Данные приведены по работе «Океанология» (1979).

жат внутренние силы Земли, а под вторыми те, движущей силой которых является так или иначе преобразованная энергия Солнца. Деление это достаточно условно хотя бы потому, что в каждом из экзогенных процессов неизменно участвует сила тяжести. Некоторые из них по существу целиком ею определяются. Такие процессы нередко называют гравитационными. Однако рассмотрение их целесообразно вести совместно с остальными экзогенными процессами.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Эндогенные процессы — это прежде всего различные, сложные и в общем малоизвестные движения и изменения масс, слагающих недра Земли, которые, воздействуя на перекрывающую эти массы земную кору, вызывают ее движения и деформацию, формируют ее структуру и создают различные крупные формы рельефа.

По А. П. Виноградову и многим другим, внешние оболочки Земли, включая также земную кору, образовались в результате дифференциации вещества мантии. Считается, что имеется два основных энергетических источника процессов дифференциации мантии: гравитационная энергия и энергия радиоактивного распада ряда элементов (K, U, Ra, Po, Pa и др.). Переход этих видов энергии в тепловую приводит к разогреву вещества, слагающего недра Земли. В результате разогревания более плавкие и более летучие элементы и соединения стремятся переместиться вверх, к земной поверхности, и в ходе этого перемещения происходит дифференциация веществ по их удельным весам. Прежде всего обособляются наиболее летучие и легкие компоненты — кислород, азот, нейтральные газы, составляющие основу атмосферы, выделяются пары воды и «летучие» дымы (CO₂, HCl, NH₃, SO₃), конденсация которых приводит к образованию гидросферы. Выплавление легкоплавких компонентов и их последующее застывание ведет к формированию земной коры, которая, по образному выражению Р. Дитца, представляет собой «шлак» или «пену» на поверхности Земли. Из более легкоплавких компонентов образуется гранитный слой земной коры. При этом подкоровая часть мантии относительно обогащается тугоплавкими и тяжелыми компонентами. Так возникает верхняя мантия, состав которой характеризуется преобладанием тяжелых и тугоплавких металлов и их соединений.

В качестве возможных причин движений земной коры, преимущественно вертикальных, могут быть названы следующие физические процессы, протекающие в земной коре или в подкоровом слое верхней мантии: тепловое расширение или сжатие вещества; разнообразные фазовые превращения, сопровождающиеся увеличением или уменьшением объема горных пород; зонная плавка материала мантии, приводящая к его дифференциации и поднятию легкоплавких компонентов; гравитационная или тепловая конвекция в мантии, приводящая к всплыванию более легких или более разогретых составляющих. К этому надо добавить некоторые геохимические реакции, например реакцию серпенизации, также сопровождающуюся увеличением объема и выделением тепловой энергии; подъем изолированных массивов расплавленной магмы — астенолитов; электронно-фазовые переходы в железе и некоторых других металлах; эклогитизация и дезэклогитизация, т. е. превращение базальта в эклогит и обратный процесс.

Таким образом, между земной корой и подстилающей ее мантией существует теснейшая связь. О строении мантии нам известно гораздо меньше, чем о строении земной коры, но все же имеющиеся сведения

позволяют говорить о ее неоднородности. Известно, что при прохождении через поверхность Мохоровичича скорость продольных сейсмических волн возрастает до 8,1 км/с и далее достигает 8,5 км/с, однако на глубине 100—150 км (в разных районах иногда на глубине 60—80 км) скорость вновь понижается, что указывает на уменьшение плотности вещества мантии. Под Камчатско-Курильской и Японской переходными зонами в интервале глубин от 80 до 600 км от земной поверхности такое разуплотнение мантийного вещества наблюдается неоднократно (на глубинах 60—80, 110—150, 230—300 и 400—570 км). Таким образом, верхняя мантия представляется здесь как чередование более плотных и менее плотных слоев.

Слой в мантии, отличающийся пониженной плотностью по сравнению с вышележащим слоем мантийного вещества, называется *астеносферой*. Вещество в пределах астеносферы находится в несколько разуплотненном, неустойчивом состоянии, и различные его изменения или возмущения неизбежно должны сказываться на структуре и динамике земной коры.

В гипотезе «новой глобальной тектоники» тому факту, что верхний слой мантии (объединяемый вместе с земной корой в *тектоносферу*) подстилается астеносферой, придается особо важное значение. Сторонники этой очень популярной гипотезы считают, что плиты литосферы (тектоносферы) благодаря конвективным процессам, протекающим в астеносфере, перемещаются в латеральном направлении. Действительно, подъем вещества вверх в результате разогревания, его отток в сторону, а затем его остывание и погружение вниз можно рассматривать как мощный механизм, действие которого способно производить крупнейшие деформации в земной коре. Согласно этой гипотезе, рифтовые зоны срединно-океанических хребтов образуются как результат восходящих движений вещества, испытывающего конвекцию, а глубоководные желоба — как результат нисходящих движений в конвективной ячейке. Однако для образования столь крупных конвективных ячеек необходимо условие — латеральная и вертикальная однородность среды, охваченной конвективным движением, — не удовлетворяется ни в земной коре, ни в мантии.

Для оценки приведенной выше гипотезы важнейшее значение имеют работы, посвященные изучению горизонтальной неоднородности верхней мантии, в особенности работы А. С. Алексеева, В. С. Рябого, М. А. Беляевского. В этих работах, выполненных на основе обобщения обширнейших материалов, показано, что астеносфера не имеет сплошного распространения, а образует лишь более или менее обширные «очаги» в верхней мантии. Особенно важное значение имеет тот факт, что астеносфера по большей части отсутствует под ложем океана и под материковыми платформами. Названные авторы констатируют существование резкой горизонтальной неоднородности верхней мантии и делают вывод о ее блоковом (глыбовом) строении. Л. И. Красный, развивая свои представления о геоблоках — крупнейших структурных элементах земной коры, ограниченных разломами, — также признает глыбовую структуру литосферы, как ее важнейшую особенность.

Верхняя мантия состоит из *пиролита* — смеси перидотита и базальта, примерно в соотношении 3 : 1. Выплавление базальтовой магмы при разогреве этой смеси приводит к образованию слоя «остаточной мантии» — верхнего слоя верхней мантии, обогащенного тугоплавкими перидотитом и дунитом. В дополнение к приведенным ранее данным, свидетельствующим о перидотитовом составе подкорового слоя верхней мантии, упомянем также о присутствии перидотитовых ксенолитов

в кимберлитовых трубках, которые, как полагают, зарождаются на глубинах порядка 120 км и, следовательно, при своем образовании прорывают подкоровый мантийный слой.

Магматические очаги, питающие современные действующие вулканы, могут располагаться как внутри земной коры, так и в подкоровом слое верхней мантии. Так, по Г. С. Горшкову, Ключевская сопка и ряд прилегающих вулканов получают питание из магматического очага, расположенного под поверхностью Мохоровичича и имеющего размеры до 40 км в диаметре и до 20 км по мощности. Поступление магмы идет по разломам из глубин 200—300 км и из более высоких горизонтов верхней мантии. Внутрикоровые очаги обычно меньше по размерам и имеют вторичное происхождение, образуясь в результате проникновения магмы из подкоровых очагов по зонам дробления и обособления этих магматических масс в земной коре.

Вулканизм и землетрясения — наиболее очевидные проявления эндогенных процессов, формирующих крупные черты рельефа и геологической структуры дна морей и океанов. Они будут рассмотрены нами ниже. Менее очевидны, однако, также поддающиеся наблюдению вертикальные движения отдельных блоков земной коры. На морских побережьях они нередко угадываются по деформации древних береговых линий, погружению или поднятию коралловых построек и ряду других признаков. Различные складчатые и разрывные деформации земной коры — все это также проявления эндогенных процессов.

Как уже упоминалось, среди причин, вызывающих разнообразные тектонические движения, протекающие в тектоносфере и подстилающей ее астеносфере, могут быть названы также некоторые геохимические реакции, сопровождающиеся изменением объема и выделением или поглощением тепла.

Одной из таких реакций является реакция серпентинизации, на важное тектоническое значение которой указывал еще Х. Хесс. При реакции оливина (одного из наиболее распространенных в верхней мантии минералов) с водой образуется серпентин, причем реакция сопровождается значительным увеличением объема (до 25%) и тепла: $\text{оливин} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{серпентин} + Q$ кал.

Увеличение объема должно привести неминуемо к деформации, вздутию коры над тем участком или зоной подкоровой оболочки, где происходит реакция серпентинизации, а выделение тепла — способствовать проявлению вулканических процессов. При этом вспучивание коры может вызвать напряжения, вполне достаточные для образования разрывных дислокаций и дифференцированных подвижек выкроенных по ним блоков.

Геоморфологический и геотектонический эффект другого глубинного процесса — эклогитизации — рассмотрен В. В. Бронгулевым. Базальты, образующие корни горного сооружения, возникшего в заключительную стадию геосинклинального цикла, при переходе к платформенной стадии в результате охлаждения и давления могут перейти в более плотную эклогитовую фазу. «Переродившиеся корни гор» включаются (по признаку плотности) в состав подкоровой части верхней мантии. При возникновении в верхней мантии восходящего потока, даже если он по своим масштабам не в состоянии вызывать заметного вспучивания земной коры, эклогитовые корни под его термическим воздействием могут вновь превратиться в базальтовые. Как и при серпентинизации, возникает разуплотнение пород и образуются положительные формы рельефа, происходит «оживление» древнего горного сооружения.

В. В. Белоусов при рассмотрении причин тектонических движений механизма формирования земной коры придает важное значение так называемым астенолитам — изолированным массивам магматического расплава, перемещающимся в вертикальном направлении в подкоровом слое мантии и в земной коре. Образование астенолитов В. В. Белоусов связывает с процессами, протекающими в астеносфере. Наличие астеносферы, как указывает этот автор, представляет собой результат преобладания влияния температуры над влиянием давления на некоторой глубине в толще мантии. Этот эффект особенно велик, если при этом происходит превращение кристаллического вещества в аморфное или же вещество частично плавится и между твердыми кристаллами появляются капли и пленки жидкого расплава. Вполне вероятно, что примерно таким путем происходит выплавление базальтовой магмы из ультраосновного материала мантии.

Поскольку материал астеносферы имеет меньшую плотность, чем материал, залегающий над нею, можно ожидать возмущений на поверхности астеносферы, связанных с тенденцией ее материала всплывать, а материала вышележащего слоя — погружаться. Характер этих движений, как замечает В. В. Белоусов, должен напоминать скорее адвекцию, нежели конвекцию, так как здесь нет условий для «полных петель конвекции». Легкий материал всплывает, а тяжелый остается внизу. В процессе всплывания расплава он может обособляться, собираясь в отдельные массивы — *астенолиты*, которые прокладывают себе путь вверх, проплавляя вышележащий материал. Подъем базальтовых астенолитов, по В. В. Белоусову, может служить основным механизмом термических и механических деформаций земной коры. Астенолиты же пополняют ее базальтовой магмой, а также обуславливают процессы термического регионального метаморфизма и гранитизации.

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О СЕЙСМИЧНОСТИ И ВУЛКАНИЗМЕ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Распространение и некоторые особенности проявления землетрясений и вулканизма в пределах морей и океанов имеют определенную специфику, анализ которой позволяет нам уловить дополнительно значительные различия между выделенными ранее планетарными морфоструктурами, составляющими дно Мирового океана. Землетрясения, как известно, представляют собой результат мгновенного выделения механической энергии, происходящего в толще земной коры или в подкоровой оболочке как следствие возникающих в них огромных напряжений. При взрывоподобной разрядке этих напряжений из центра возникновения землетрясения — фокуса, или гипоцентра — распространяются упругие волны. Проекция гипоцентра на поверхность Земли называется эпицентром землетрясения.

Эпицентры землетрясений располагаются не беспорядочно, а группируются в определенные зоны, или пояса, которые получили название сейсмических поясов. В пределах этих поясов землетрясения не только наиболее часты, но и наиболее разрушительны. На Земле можно выделить три сейсмических пояса. Один из них образует почти замкнутое кольцо, охватывая окраины Тихого океана и пространственно полностью совпадая с переходной зоной; другой представляет собой сложную разветвленную зону, пространственно соответствующую системе срединно-океанических хребтов; третий охватывает Средиземноморье, горы Южной Азии и сливается с первым в области Индонезийских морей и архипелагов. Вне океанов или сообщающихся с ними морей

остаются только сейсмические области Восточной Африки, срединных Кордильер Северной Америки, Центрально-Азиатская и Верхоянская.

Таким образом, особенности распространения сейсмических поясов на поверхности Земли еще раз подчеркивают высокую подвижность земной коры в пределах наиболее динамических морфоструктур Мирового океана — переходных зон и срединно-океанических хребтов. Вне их пределов — на материковых платформах (за некоторым исключением) и на ложе океана — землетрясения или вообще не наблюдаются, или случаются крайне редко и не приобретают разрушительной силы.

Сейсмичность переходных зон и срединно-океанических хребтов неодинакова. Так, в переходных зонах землетрясения бывают поверхностные (глубина гипоцентра до 60 км), среднефокусные (60—300 км), а также глубокофокусные (гипоцентр глубже 300 км от поверхности Земли, рис. 10). В срединно-океанических зонах отмечены исключительно поверхностные землетрясения, что, возможно, связано с неглубоким залеганием мантии под этими зонами. Наиболее сильные землетрясения приурочены преимущественно к переходным зонам, тогда как в области срединных хребтов отмечены лишь единичные сильные землетрясения.



Рис. 10. Распределение очагов землетрясений (черные кружки) под переходной зоной

Изучение напряжений, возникающих при землетрясениях в окраинной зоне Тихого океана, показало, что примерно 75% землетрясений здесь связано с горизонтальными подвижками по разломам. При этом

главные горизонтальные напряжения на большей части периферии Тихого океана направлены по нормали к простираниям основных морфоструктур переходных зон (Бениоф, 1966). Исключение составляют Северная и Центральная Америка, а также южная часть Южной Америки, где эти напряжения обнаруживают параллельность морфоструктурам.

Л. А. Мишарина (1967), изучавшая механические напряжения, возникающие при землетрясениях в пределах системы срединно-океанических хребтов, пришла к выводу о том, что здесь, напротив, главными являются растягивающие горизонтальные или субгоризонтальные напряжения, ориентированные по нормали от оси хребтов.

Расположение фокусов землетрясений под переходными зонами определяется системой гигантских разломов, наклоненных в сторону материков и пронизывающих земные недра до глубин порядка 700—750 км. При этом в типичном случае плоскость разлома наклонена примерно под углом 60°.

Под срединно-океаническими структурами, судя по неглубокому залеганию очагов землетрясений, плоскости разломов проникают лишь на небольшую глубину. При этом ограничивающие каждый рифт разломы имеют встречный наклон плоскостей или вертикальны. Характерно, что эпицентры имеют тенденцию группироваться на участках пересечений рифтовой зоны с поперечными разломами. Сходное сгущение эпицентров отмечается и в переходных зонах: большая часть их сосредоточена там, где глубокоководные желоба и островные дуги секутся поперечными разломами.

Землетрясения могут вызвать мгновенные и весьма значительные изменения рельефа дна и берегов. Топографические съемки, проведенные после землетрясения в заливе Сагами (Япония) в 1923 г., показали, что произошел некоторый поворот дна залива по направлению часовой стрелки, причем остров Ошима, расположенный у южной окраины залива, переместился в этом направлении на 3,6 м. Часть берега испытала поднятие на несколько метров, другая часть — погружение. Отдельные участки дна залива мгновенно углубились на 100—180 м, а в северной части залива поднялся подводный гребень высотой до 170 м.

Каждое землетрясение в океане или на его побережье вызывает образование *цунами* — огромных волн, возникающих как результат упругого воздействия тектонических сил на водную оболочку. Эти волны энергично воздействуют на берега и прибрежные зоны дна морей и океанов, а при сильных землетрясениях могут нанести катастрофические разрушения прибрежных сооружений и населенных пунктов.

Поднятие дна в бухте Сагами во время упомянутого выше землетрясения вытеснило объем воды в 22,3 км³. Именно такой объем воды должна была нести в себе волна, возникшая в результате этого поднятия. На отдельных участках побережья высота волны перед разрушением достигала 12—14 м. Подобные волны цунами образуются также и при вулканических извержениях взрывного типа. Так, во время взрыва Кракатау возникло столь мощное цунами, что с ближайших островов Субуку и Сабези обрушившимися на них водами были смыты не только населенные пункты, но даже весь почвенный покров.

В географическом размещении действующих вулканов наблюдается большое сходство с размещением эпицентров землетрясений. Известно около 780 проявляющихся в наше время активность надводных вулканов. В. А. Апродов (1965) указывает, что 77% действующих вулканов находится в переходных зонах (главным образом на островных дугах), 21% — в пределах ложа океанов и срединно-океанических хребтов. Число подводных вулканов, очевидно, в несколько раз больше. Подводных гор на дне океана насчитывается более 10 000, подавляющая их часть — это горы вулканического происхождения, среди них много действующих вулканов («Океанология», 1979).

Значительное число активно действующих вулканов (как надводных, так и подводных) расположено не только в переходной зоне и на срединных хребтах, но также и в пределах ложа океана. Среди них можно назвать вулканы Гавайских островов, островов Самоа, Питон-Фурнез на о. Реюньон.

Вулканизм имеет огромное значение для формирования рельефа дна Мирового океана. Островные дуги, гигантские океанические вулканические цепи, многие гребни и вершины срединно-океанических хребтов, одиночные подводные горы ложа океана — все это формы, обязанные своим происхождением вулканизму. Можно предполагать, что в ряде районов дна океана, кроме обычного вулканизма так называемого центрального типа, происходят и извержения трещинного типа. На суше такие извержения еще в неогене имели значительное распространение, но в четвертичное время происходили, по-видимому, только в Исландии.

Давно замечено, что различным структурам земной коры свойственны заметные различия в составе магматических продуктов, выделяемых при вулканических извержениях. Еще П. Маршаллом было введено понятие *андезитовой линии* — внешней границы областей с кислыми и средними вулканическими породами. Она четко ограничивает

переходные зоны, отделяя их от ложа океанов и срединно-океанических структур. Таким образом, переходным зонам свойственны средние и кислые вулканогенные породы при значительном участии основных, а ложа океана и срединно-океаническим хребтам — основные и ультраосновные. Кроме того, для океанических вулканов щелочные породы более характерны, чем для вулканов, лежащих в пределах андезитовой линии.

Интересно, что состав продуктов извержений действующих вулканов, имеющихся на материковых платформах (например, в Восточной Африке), также близок к вулканитам океанического типа. По-видимому, это свидетельствует о том, что современный вулканизм на континентах и в океанах за пределами андезитовой линии имеет общий источник питания, который на материках лежит ниже границы Конрада. Это указывает на общность строения базальтового слоя под материками и океанами, что может иметь большое значение при изучении проблемы происхождения океанов.

Говоря о различиях в составе магматических продуктов в океане и в пределах андезитовой линии, не следует эти различия абсолютизировать. И. В. Лучицкий показал, что кислые породы имеют довольно широкое распространение в океане. Правда, из обзора И. В. Лучицкого следует исключить Сейшельскую банку, Исландию, Кергелен, которые сложены земной корой континентального типа, а также острова Тонга, лежащие в пределах андезитовой линии. Но этим автором (1973) указываются также находки кислых пород и на Азорских о-вах, на о. Вознесения, о. Св. Павла в Индийском океане, о. Пасхи с его нифелиновыми сиенитами и кислыми обсидианами, на подводном хребте Наска и на некоторых других типично океанических структурах.

КРАТКИЙ ОБЗОР ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Интенсивность проявления экзогенных процессов связана с механическими свойствами субстрата и с динамичностью среды, в которой они протекают. Поверхность литосферы на суше находится в постоянном контакте с воздушной оболочкой Земли, отличающейся крайним непостоянством физических характеристик (температуры, влажности, давления), сильно изменчивых и во времени, и от места к месту. Это обуславливает глубокое и интенсивное выветривание горных пород, слагающих сушу, а также высокую динамичность различных факторов, производящих разрушение горных пород и перенос продуктов разрушения.

На дне океанов и в толще океанических вод господствует значительно большая инертность физических условий: плотности, солёности, температуры, солевого состава вод. Сезонные изменения этих условий происходят лишь в самом верхнем слое и не отражаются на геологических процессах на подавляющей части площади дна Мирового океана. В придонных слоях воды и от места к месту эти характеристики изменяются в узких пределах. Например, на глубинах более 3 км разница в средних температурах придонных вод в антарктической области и в экваториальном поясе составляет лишь 2—3°. Незначительны также и изменения по меридиональному разрезу плотности и солёности придонных вод.

При оценке экзогенных факторов в океане важно отметить, что океан, в отличие от суши, являющейся по преимуществу областью денудации, представляет собой область необратимой аккумуляции осад-

дочного материала, как поступающего с суши, так и имеющего местное происхождение, т. е. морское (океаническое). Осадкообразование следует рассматривать как один из важнейших экзогенных геологических факторов в океане, имеющий огромное значение для формирования и верхних слоев земной коры, и рельефа океанского дна.

В последние годы появляется все больше данных, которые свидетельствуют о весьма значительных морфологических последствиях деятельности экзогенных процессов на дне океана и не только в прибрежной зоне (где роль таких факторов, как волны и течения, и не вызывали сомнений), но и на больших глубинах.

В. В. Лонгинов (1973) разделяет экзогенные геологические факторы, действующие в океане, на гидрогенные и гравитационные. Следует выделить также биогенную группу экзогенных факторов. К *гидрогенным* факторам относятся различные виды движения морских вод: ветровое волнение и производные от него волны зыби и прибойный поток; цунами; приливно-отливные движения воды; различные виды течений, сопровождающие ветровое волнение и приливно-отливные колебания; так называемые постоянные или квазистационарные течения поверхностной циркуляции вод; внутренние волны; вертикальная циркуляция (перемешивание) морских вод; различные придонные течения, которые, как свидетельствуют новейшие данные, производят огромную геологическую работу не только на шельфе, но и в пределах батииали и абиссали. Перечисленные гидрогенные факторы являются предметом изучения динамической океанологии. Здесь мы ограничимся лишь оценкой их возможности производить геологическую работу на морском дне.

О способности волновых колебаний воды производить работу по размыву (абразии) и перемещению частиц донного грунта, а также об абразионной, транспортной и аккумулятивной деятельности прибойного потока и волновых течений существует обширная литература. Обычно считают, что на шельфе волны в состоянии производить геологическую работу до глубин, равных от $1/2$ до $1/3$ длины волны, а возбуждаемые ими течения — и до значительно больших.

Обширный материал по действию гидрогенных факторов на дне океана сведен в монографии В. В. Лонгинова (1973). Наряду с широко известными данными о геологической деятельности волнения и приливно-отливных течений, в ней содержатся интересные сведения о результатах геологической работы различных придонных течений в пределах шельфа, которые образуют целые системы направленного переноса донного материала, подобные потокам наносов, издавна описанным для береговой зоны, но значительно более крупные по масштабам.

В каждом из гидрогенных процессов в той или иной степени участвует сила тяжести. Но на дне Мирового океана достаточно четко выделяется особая группа процессов, где именно сила тяжести является главным фактором движения минеральных частиц и вмещающих или пропитывающих и окружающих их масс воды. Эти процессы называют *гравитационными*. К гравитационным факторам относятся *мутевые потоки* и *подводные оползни*, а также массовое медленное перемещение толщ наносов в направлении уклона дна — *крип*. Одной из разновидностей крипа является «течение» песка, сопровождающееся «пескопадами», подобными тем, которые наблюдались при обследовании подводных каньонов у Калифорнийского побережья. В. В. Лонгинов считает, что «...именно гравитационные перемещения выполняют в океане основную работу по реализации общего литодинамического процесса нашей планеты» (1973).

Подводные оползни могут быть структурными, т. е. представлять собой движение цельных блоков осадков без существенных нарушений внутренней структуры блока, и пластичными «настоящими подводными оползнями», которые рассматриваются как движение блока, постепенно переходящее в пластическое течение составляющего его материала с «внутренним взаимодействием частиц», аналогичное лавинам или грязе-каменным потокам. Вероятно, результатом крупнейшего структурного подводного оползня является выступ Блейк-Спур на восточной окраине подводного плато Блейк (Атлантический океан, к востоку от Флориды). Холмисто-западинный рельеф в нижней части материкового склона в Мексиканском заливе, в море Бофорта, на склонах возвышенности Рокколл в Атлантическом океане представляет собой результат совместного действия структурных и пластических оползней. Первые подводно-оползневые образования были обнаружены А. Д. Архангельским (1930) при изучении осадков Черного моря. Они широко известны также в ископаемых разрезах.

Суспензионный, или мутьевой, поток, по определению В. В. Лонгинова, — это гравитационное течение водной суспензии твердых частиц, распространяющейся в воде, обладающей меньшей плотностью, чем суспензия. Суспензионные потоки описаны в монографиях Ф. Шепарда и Р. Дилла, В. В. Лонгинова, О. К. Леонтьева и Г. А. Сафьянова.

Начало мутьевым потокам дают реки, выносящие огромное количество мелкоземного материала в прибрежную зону моря, и подводные оползни, которые могут быть спровоцированы землетрясениями или же возникнуть самопроизвольно при накоплении очень крупных масс осадков на склонах, не удовлетворяющих по своей кругизне условиям устойчивого равновесия. При движении оползня вниз по склону осадки разжижаются и оползень постепенно преобразуется в мутьевой поток.

Причиной возникновения мутьевых потоков может быть также перехват подводным каньоном масс наносов, перемещающихся в береговой зоне под действием волнения.

Мутьевые потоки стекают по подводным каньонам и в устьях последних, где скорость потоков из-за выполаживания продольного профиля каньона падает, отлагают содержащийся в них осадочный материал. Наиболее мощные мутьевые потоки могут разрывать проложенные на путях их движения подводные телеграфные кабели и перемещать их разобщенные куски на большие расстояния. По усилиям, необходимым для разрыва кабелей и переноса их обрывков на те или иные расстояния, были рассчитаны скорости мутьевых потоков, которые могут доходить до 100 км/ч и более (рис. 11).

При таких огромных скоростях движения мутьевые потоки способны интенсивно эродировать дно, сложенное неконсолированными осадками. Доказано, что верховья многих подводных каньонов представляют собой эрозионные формы, выработанные мутьевыми потоками и врезающиеся в толщу осадков, подобно вершинам оврагов, развивающихся путем регрессивной эрозии.

Избирая в качестве трасс подводные каньоны, которые в основном закладываются, по-видимому, по тектоническим разломам, мутьевые потоки активно воздействуют на их дно и стенки, углубляя каньоны и придавая им извилистость, террасированность и другие признаки русловых или долинных форм.

Вернемся к рассмотрению аккумулятивной деятельности мутьевых потоков. Конусы выноса соседних каньонов могут сливаться между собой, и в результате у основания материкового склона формируется обширная наклонная аккумулятивная равнина материкового подножия.

Глубоководное бурение, проводимое с американского научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер», и сейсмические исследования показали, что материковое подножие в западной части Атлантического океана, близ берегов Новой Англии и Новой Шотландии, сложено очень мощной толщей рыхлых осадков и осадочных пород. Суммарная мощность новейших осадков здесь достигает нескольких километров (рис. 12).

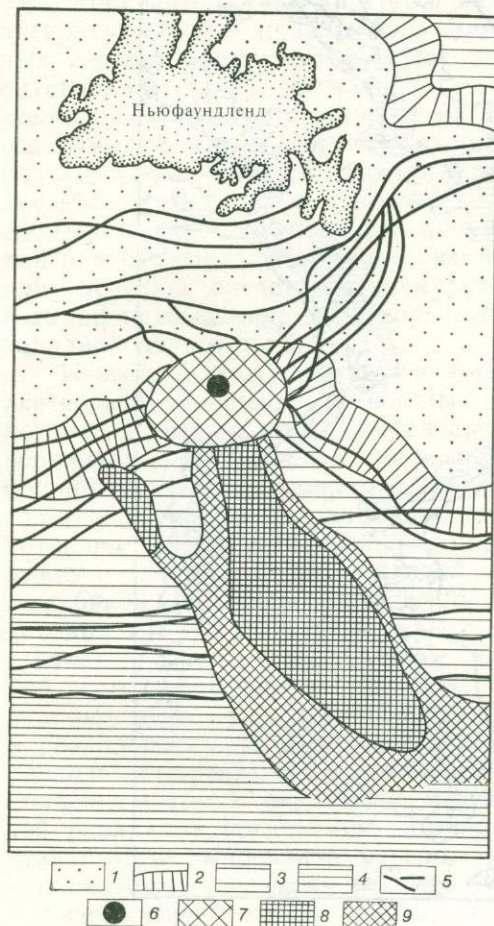


Рис. 11. Мутьевой поток на склоне Большой Ньюфаундлендской банки: 1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — материковое подножие; 4 — равнина ложа океана; 5 — подводные кабели; 6 — эпицентр землетрясения; 7 — район зарождения оползней и мутьевых потоков; 8 — зона разрушительного действия мутьевого потока (разрыв кабелей); 9 — зона аккумуляции (погребение кабелей)

На шельфе совокупное действие гидрогенных и гравитационных факторов обеспечивает по преимуществу транзитный режим осадочного материала. К тому же субаквальная фаза существования шельфа непродолжительна. Оба эти условия заметно ограничивают морфологические результаты действия этих факторов (кроме волнения) на рельеф шельфа. В батимальной и абиссальной зонах дна Мирового океана интенсивность действия названных процессов ниже, чем на

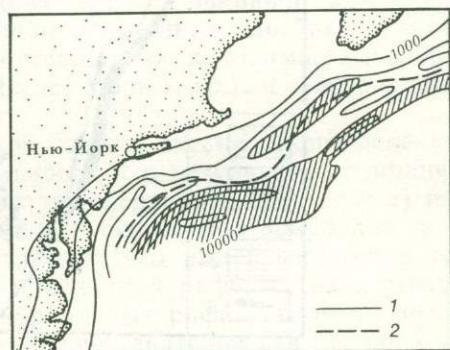


Рис. 12. Мощность рыхлых и слабоконсолированных осадков на подводной окраине Северной Америки в Атлантическом океане (по Ч. Дрейку и др., 1959):

1 — изопахиты (в футах); 2 — бровка шельфа. Заштрихованы площади с мощностью осадков более 10 тыс. футов

шельфе, но зато длительность действия несравненно больше. Есть основания считать, что материковый склон и абиссальные районы дна океана существуют примерно на том же месте, где и сейчас, т. е. весьма длительное время, измеряющееся величинами порядка $n \cdot 10^6$ — $n \cdot 10^8$ лет, тогда как длительность непрерывного субаквального существования шельфа — порядка $n \cdot 10^3$ — $n \cdot 10^4$ лет. Огромная продолжи-

тельность действия литодинамических гидрогенных и гравитационных факторов в пределах абиссали приводит к потрясающим по своей грандиозности морфологическим результатам.

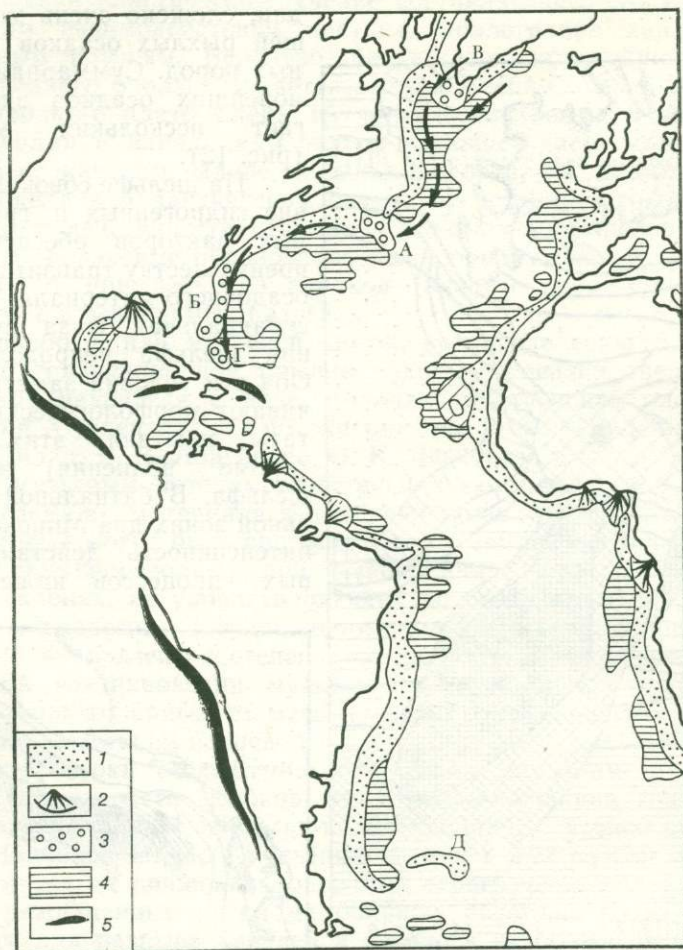


Рис. 13. Глубоководные аккумулятивные формы рельефа в Атлантическом океане:

1 — наклонные равнины материкового подножия; 2 — конусы выноса мутьевых потоков; 3 — абиссальные аккумулятивные формы, построенные Западным пограничным течением (течение показано стрелками); 4 — плоские абиссальные равнины; 5 — плоские гипабиссальные равнины дниц глубоководных желобов. Осадочные хребты: А — Ньюфаундлендский, Б — Блейк-Багамский, В — Эрик, Г — Койкос, Д — Сапиола

Новые данные о роли экзогенных факторов в формировании рельефа дна глубоководных районов океана получены благодаря подводному фотографированию, непрерывному сейсмическому профилированию и глубоководному бурению. На основе результатов этих исследований выяснено, например, что так называемые «внешние хребты» западной окраины Атлантического океана (Ньюфаундлендский, Блейк-Багамский, Койкос) представляют собой гигантские аккумулятивные

формы, образовавшиеся в результате длительного и устойчивого во времени приноса осадочного материала придонными течениями, противоположными по направлению поверхностным течениям (Heezen, Holister, 1972). В северной части Атлантического океана известно еще несколько таких крупнейших абиссальных аккумулятивных форм.

Важнейшим фактором образования донных течений в абиссальной зоне Мирового океана является растекание плотных арктических или антарктических вод, за счет которых происходит формирование донных водных масс океана. Поток холодных и потому очень плотных антарктических вод, стекающих с юга в Аргентинскую котловину и стелющийся по дну, несет с собой массу полувзвешенных и влекомых осадочных частиц, которые, осаждаясь в южной части котловины, образуют здесь крупную аккумулятивную форму — «хребет» Сапиола (Le Pichon и др., 1971). Упомянутые выше Ньюфаундлендский и Блейк-Багамские «хребты» и другие аккумулятивные формы в Северной Атлантике обязаны своим образованием Западному донному пограничному течению, представляющему собой поток холодных вод арктического происхождения, формирующего донные водные массы северо-западной Атлантики (рис. 13).

Известны также факты, свидетельствующие также об эрозионной деятельности донных плотностных течений. Соленые воды Средиземного моря, выходя через Гибралтарский пролив в Атлантический океан, эродировали дно океана и на материковом склоне здесь обнажаются обширные участки скалистого дна, совершенно лишённые донных наносов (рис. 14). Поток донных холодных вод, втекающий в Бразильскую котловину из Аргентинской, формирует здесь резко выраженную промину — долину Вима — длиной более 600 км, шириной 20—40 км, с глубиной вреза 300—500 м. Крупнейшие эрозионные линейные формы, которые мы предлагаем называть абиссальными долинами, выявлены в Атлантическом океане (долины Хейзена, Мори и др.), в северо-западной части Тихого океана (рис. 15).

Биогенные факторы геологической жизни океана многочисленны и разнообразны. В ходе жизнедеятельности и в результате отмирания различных морских организмов происходят следующие процессы: а) накопление рыхлого осадочного материала — скелетов и покровных частей различных организмов, обычно кремнистого или известкового состава; б) формирование массивных пород типа рифовых известняков и образуемых ими форм рельефа — коралловых рифов; в) разрушение и разрыхление горных пород, вследствие деятельности различных «камнеточцев» — некоторых двустворчатых (например, *Folas*, *Varnea*, *Litophagus*); г) переработка донных грунтов путем пропускания их через пищеварительный тракт илоедов (например, червя *Sipunculus*), в результате чего донные отложения утрачивают слоистость и приобретают мелкокомковатую — *копролитовую* структуру. Многие организмы улавливают минеральные взвеси из морской воды и способствуют их осаждению. Известно, например, что мидии пропускают через свои раковины в среднем 1,5 л воды в час, начисто отфильтровывая все содержащиеся в ней взвеси. При высокой плотности населения мидий, ведущих обычно колониальный образ жизни, это означает, что на 1 м² поверхности мидиевой колонии перерабатывается за час до 150 т воды; в результате этого вода становится чистой: взвесь полностью выпадает в осадок.

Многие жители моря обладают избирательной способностью концентрировать в своих покровах и мягких тканях различные элементы и неорганические соединения, растворенные в морской воде. Особенно

большое значение имеет способность многих организмов усваивать известь или кремнезем, которые извлекаются ими из морской воды и затем практически безвозвратно выбывают из кругооборота, накапливаясь в донных осадках. Н. М. Страхов указывает, что извлечение извести из морской воды и ее осаждение в донных осадках представляет собой один из важнейших геохимических процессов, протекающих в поверхностных оболочках Земли, начиная с архея, с постепенно нарастающей интенсивностью. Процесс биогенного осаждения кремнезема также весьма характерен по крайней мере для всего мезозойско-кайнозойского этапа истории океана.

Проблема образования и развития коралловых рифов является одной из интереснейших и обширных проблем изучения роли биоген-

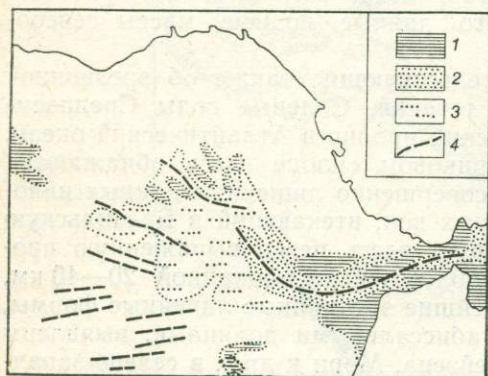


Рис. 14. Эрозионная и аккумулятивная деятельность Лузитанского донного течения (по Б. Хейзену и Г. Джонсону, 1969): 1 — обнажения коренных пород на дне; 2 — дно, сильно размытое течением; 3 — грядовый аккумулятивный рельеф; 4 — эрозионные ложбины

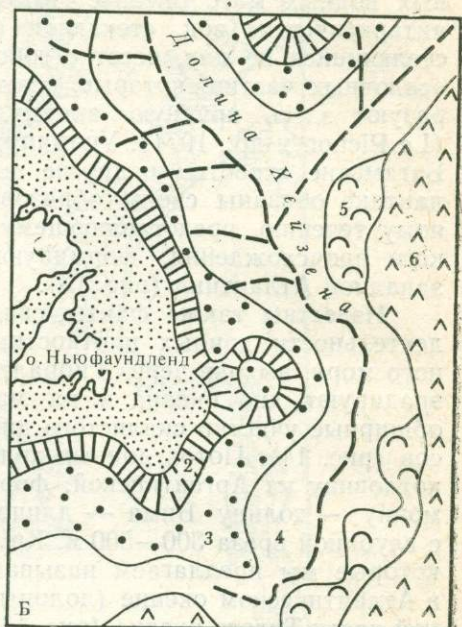


Рис. 15. Долина Хейзена в северо-западной Атлантике: 1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — материковое подножие; 4 — равнины ложа океана; 5 — абиссальные холмы; 6 — срединный хребет

ного фактора в формировании отложений и рельефа дна Мирового океана. В ходе образования и развития коралловых построек извлечение из морской воды сопровождается рельефообразующей деятельностью мельчайших организмов — коралловых полипов, результаты которой по своим масштабам вполне сопоставимы с результатами тектонических подвижек земной коры.

До самого последнего времени имела место явная недооценка роли геоморфологического значения экзогенных факторов в формировании рельефа морского дна. Признавалось, что осадкообразование представляет собой важный фактор выравнивания рельефа путем захоронения коренных неровностей дна под толщей накапливающихся отложений. Образование коралловых рифов, в особенности барьерных и атоллов, обычно расценивалось как уникальное явление, исключительный случай, когда геологическая работа экзогенного фактора — в данном случае морских организмов — может достигнуть результата, сопоставимого с крупными структурными формами рельефа. Возможность

же образования крупных положительных аккумулятивных форм рельефа, а также эрозионных форм значительной протяженности — абиссальных долин, на больших глубинах совершенно не учитывалась.

Рассмотренные выше факты говорят о том, что совместная деятельность подводного оползания и мутьевых потоков приводит к образованию крупнейших форм рельефа типа огромных конусов выноса и обширных аккумулятивных наклонных равнин материкового подножия, а сохраняющиеся в течение десятков миллионов лет свое направление донные абиссальные течения могут формировать гигантские косы и аккумулятивные барьеры типа Ньюфаундлендского и Блейк-Багамского «хребтов» или вырабатывать долины огромной протяженности. По существу это образования, которые по своей величине и значению не уступают крупнейшим тектоническим структурам.

Глава 3

ВОДЫ МИРОВОГО ОКЕАНА

СОЛЕВОЙ СОСТАВ И НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Мировой океан как водная оболочка Земли, в отличие от суши, представляет собой единое целостное природное тело. Морская вода, из которой он состоит, — самое распространенное вещество на поверхности Земли. Вместе с тем это неповторимое природное образование характеризуется только ей присущими химическими и физическими свойствами.

Морская вода — очень сложный химический раствор, в состав которого входит более 50 различных компонентов, причем соотношение важнейших из них отличается удивительным постоянством. Суммарное содержание твердых растворенных веществ в 1 кг морской воды, выраженное в десятых долях процента (промилле — ‰), называется *соленьностью*. Средняя соленьность морской воды колеблется от 32 до 37‰ на поверхности океана и от 34 до 35‰ в придонных слоях. 99,6% всего количества растворенных веществ составляют галоидные соли натрия, калия, магния и сульфаты магния и кальция. На долю всех остальных компонентов приходится всего лишь 0,4% солевого состава.

Из таблицы 4 видно, что только 13 элементов таблицы Менделеева содержатся в морской воде в количестве, превышающем 0,1 мг/л. Даже такие важные для многих процессов в океане (в особенности, для

Таблица 4

Содержание некоторых элементов в морской воде
(по А. П. Виноградову, 1967)

Элементы	Содержание, мг/л	Элементы	Содержание, мг/л
Хлор	19 500	Углерод	20
Сера	910	Стронций	13
Натрий	10 833	Бор	4,5
Калий	390	Кремний	0,5
Магний	1 311	Фтор	1,0
Кальций	412	Рубидий	0,2
Бром	65	Азот	0,1

жизнедеятельности морских организмов) элементы, как фосфор, иод, железо, вместе с кальцием, серой, углеродом и некоторыми другими именуемые биогенными элементами, содержатся в количестве, меньшем 0,1 мг/л. Кроме минеральных соединений, в этом сложном растворе содержится также органическое вещество — в виде живой материи и в виде растворенных «косных» органических веществ, составляя в сумме величину около 2 мг/л.

Многокомпонентность и сложность связей между отдельными компонентами морской воды обуславливают ее своеобразие как сложной химической системы и могут служить основанием для постановки вопроса: «Вода ли морская вода?» Не случайно химическим лаборатор-

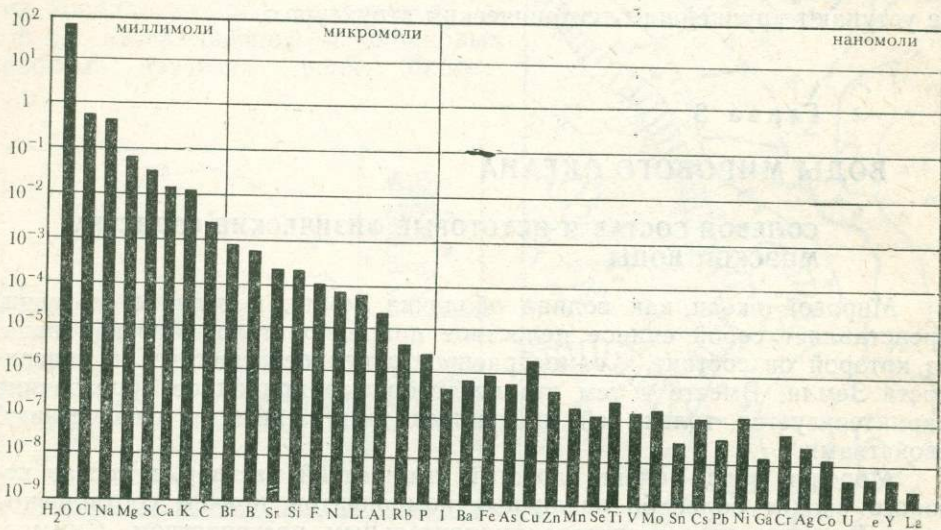


Рис. 16. Состав морской воды (по Ф. Мак-Интайру, 1970)

ным путем не удастся получить искусственную морскую воду. Следует согласиться с В. Л. Лебедевым и его соавторами (1974), подчеркивающими, что «...морская вода, как более сложная система, отличается от воды составляющими ее компонентами и структурой, и как внешнее проявление этого различия, наблюдаются различия физического, химического, биологического и даже географического характера». Ф. Мак-Интайр так и рассматривает морскую воду, как систему, образованную множеством составляющих ее элементов, из которых собственно вода — H₂O — имеет над остальными лишь то «преимущество», что ее количественное содержание в этой системе — наибольшее (рис. 16).

То что было сказано выше о постоянстве солевого состава и о солености, относится к океану в целом и к отдельным океанам. В некоторых морях отмечаются значительные отклонения от этих средних величин. Так, соленость Черного моря 17—18‰, Каспия — даже 12—13‰, но зато Красного моря — до 40‰. Солевой состав некоторых морей, например Каспийского, может сильно отличаться от солевого состава воды в океане.

Заметим, что солевой состав морской воды резко отличается от солевого состава речной, но близок к таковому ювенильных вод, выделяющихся при вулканических извержениях, или горячих источников, получающих питание из глубоких недр Земли. Этот факт впоследствии

нам пригодится при обсуждении проблемы происхождения океанов. Во всех общих руководствах подчеркивается также сходство состава морской воды и состава крови.

Для процессов, протекающих в океане, важное значение имеет относительно большая плотность и вязкость воды. Плотность морской воды колеблется в зависимости от изменения солёности и температуры. Важнейшую роль в этих процессах играют температурные свойства. Вода обладает максимальной теплоемкостью, уступая по этому показателю только жидкому водороду и аммиаку. Ей свойственна также очень большая скрытая теплота испарения, что имеет большое значение при теплообмене и влагообмене с атмосферой. Очень существенно также то, что для морской воды характерно уменьшение температуры наибольшей плотности по мере увеличения ее солёности. Это в большинстве случаев определяет достижение наибольшей плотности при температуре ниже точки замерзания. Благодаря такому свойству в толще морских вод возникают мощные конвекционные движения, обеспечивающие интенсивное перемешивание вод. В обычной воде конвекция фактически прекращается по достижении ею температуры 4°C , в океане же она происходит при любой температуре, пока вода находится в жидкой фазе.

Вследствие большой теплоемкости вода достаточно долго сохраняет свои температурные характеристики, и они вследствие циркуляции могут передаваться на значительные глубины. Благодаря неограниченной конвекции происходит также аэрация самых глубоких слоев воды, с одной стороны, и обеспечивается постоянный приток жизненно важных элементов в поверхностные слои — с другой.

НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА МИРОВОГО ОКЕАНА

Прежде чем перейти к рассмотрению общих закономерностей циркуляции вод в Мировом океане, необходимо напомнить некоторые важные особенности климата Мирового океана. Наряду с солнечной инсоляцией и зональностью ее распределения на земной поверхности определяющими условиями здесь являются большая однородность поверхности океана (отсутствие орографических препятствий, вносящих большие осложнения в климатическую обстановку на континентах), отмеченные выше термические свойства воды и особенности теплообмена и влагообмена с прилегающей атмосферой.

Поверхность океана способна поглощать 99,6% поступающего на нее солнечного тепла, тогда как для суши этот показатель равен всего 55—65%. Благодаря этому и большой теплоемкости воды, океан представляет собой мощный аккумулятор тепла, оказывающий исключительно большое влияние на температурные условия прилегающих слоев атмосферы. Велико термическое воздействие океана и на климат прилегающих окраин континентов.

Океан медленнее, чем поверхность суши, поглощает тепло и медленнее отдает его в атмосферу, поэтому суточный ход температуры воздуха над поверхностью океана характеризуется небольшими колебаниями — обычно в пределах нескольких градусов. Различия в средних годовых и сезонных температурах здесь также значительно меньше, чем над континентами. Так, разность летних и зимних температур воздуха от экватора к полюсам возрастает в пределах от 1 до 15—20°, тогда как на суше она может быть в 2—2,5 раза больше. Характерно

также запаздывание наибольших и наименьших температур воздуха над океаном — примерно на 1—1,5 месяца по сравнению с сушей.

Важным климатическим фактором в пределах океанов является воздействие теплых и холодных течений. Здесь существует сложная взаимосвязь: распределение течений в основном является функцией закономерностей циркуляции атмосферы, т. е. климатически обусловлены, но вместе с тем и течения, раз они существуют, весьма заметно влияют на климатические условия.

Напомним главные черты циркуляции атмосферы над океанами. В умеренной зоне в зимнее время температура над океаном выше, чем над сушей, вследствие чего здесь устанавливаются области низкого атмосферного давления, примером которых являются Исландский и Алеутский барические минимумы. Летом они выражены менее резко, как бы «размываются». В субтропиках воздух над сушей всегда теплее, чем над океаном. Кроме того, здесь происходит опускание остывших в верхних слоях атмосферы масс воздуха, пришедших за счет восходящих движений из области экватора. Таким образом, и динамические и температурные условия обеспечивают здесь возникновение устойчивых барических максимумов. В свою очередь, в зоне экватора, вследствие усиленных восходящих токов, развивающихся под воздействием солнечной инсоляции, возникает область относительно пониженного давления. Над полюсами, наоборот, холодные шапки воздуха обеспечивают повышенное атмосферное давление.

Такое распределение барических областей обуславливает направление господствующих ветров и их силу и устойчивость в различных широтах. Как известно, в областях с низким давлением воздух движется против часовой стрелки (циклональная циркуляция) в Северном полушарии и по часовой стрелке в Южном. В областях высокого давления движение воздушных потоков происходит в обратном направлении (антициклональная циркуляция). Взаимодействие областей низкого давления умеренных широт и высокого давления в тропических широтах определяет преобладание западного переноса воздушных масс в умеренной зоне. В Северном полушарии, где пространства океана перемежаются с обширными пространствами суши, западная циркуляция воздушных масс осложняется влиянием континентов, но в Южном полушарии она выражена особенно ярко, и здесь устанавливается сплошная зона устойчивых западных ветров, опоясывающая весь земной шар в пределах 40—50° южной широты (так называемые «ревушие сороковые»).

Барическая депрессия в экваториальной зоне обуславливает приток воздушных масс из лежащих севернее и южнее экватора областей высокого давления. В результате возникает пассатная циркуляция воздушных масс — по направлению к экватору в Северном полушарии устанавливаются постоянные, хотя и не сильные ветры с северо-востока, а в Южном полушарии — с юго-востока. В летние и осенние месяцы этот устойчивый режим постоянных умеренных ветров может иногда нарушаться сокрушительными тропическими ураганами.

Общая схема циркуляции атмосферы над океаном осложняется в Индийском и отчасти в Тихом океанах воздействием сезонных барических центров, возникающих над Азиатским континентом. Интенсивное нагревание поверхности Азии летом создает здесь область пониженного давления (Южно-Азиатский минимум), в то время как северная часть Индийского и северо-западная часть Тихого океанов имеют на поверхности более низкую температуру, чем прилегающие пространства суши, и более высокое атмосферное давление. В результате

происходит подсасывание воздуха с океана в область пониженного давления, возникает *летний муссон* — ветровые потоки, направленные от океана в сторону суши, несущие с собой обильные осадки. В зимнее время, наоборот, поверхность суши оказывается переохлажденной, здесь образуется область высокого давления, и плотные массы воздуха начинают растекаться в сторону Индийского и Тихого океанов, образуя *зимний муссон* — ветры, направленные с суши к океану.

Важнейшим фактором, определяющим характер циркуляции воздушных масс, является вращение Земли, что проявляется в действии силы Кориолиса. Последняя, как известно, вызывает отклонение движущихся потоков воздуха в Северном полушарии вправо и в Южном влево от общего направления их движений. Поэтому говорят, что циркуляция воздушных масс имеет *геострофический* характер (от «гео» — земля и «строфе» — вращение).

Эти основные черты циркуляции атмосферных масс над океаном имеют решающее значение для циркуляции вод Мирового океана.

ВОДНЫЙ БАЛАНС МИРОВОГО ОКЕАНА

Мировой океан — основной источник поступления влаги в атмосферу и на поверхность материков. С поверхности океана ежегодно испаряется в среднем 505 тыс. км³ воды, что соответствует слою воды, толщиной в 1395 мм. При этом максимальное испарение происходит в тропических широтах (более 2 тыс. мм), в экваториальной зоне оно снижается до 1500—1000 мм, а в субполярных зонах — даже до 600—500 мм.

Эти различия в испарении должны оказывать влияние на соленость поверхностных вод океана, однако в определении величины солености важную роль играют и некоторые другие факторы. Прежде всего это — неравномерное распределение атмосферных осадков, выпадающих на поверхность океана. По Г. П. Калинину (1968) и Р. К. Клиге (1980), на поверхность океана выпадает в среднем 458 тыс. км³ осадков, что соответствует слою воды 1267 мм, причем максимальное количество осадков выпадает в экваториальной зоне — более 3000, а местами даже более 4000 мм, минимальное — в тропических водах, особенно в восточных частях Тихого и Атлантического, в меньшей степени — Индийского океанов, где количество годовых осадков снижается до 100 и даже 50 мм, т. е. до того уровня, который характерен для наиболее резко выраженных пустынь суши. Таким образом, там, где выпадает больше осадков, там меньше испарение, и наоборот. Очевидно, это еще в большей степени должно усиливать контрасты в солености поверхностных вод океана в различных климатических зонах.

Кроме атмосферных осадков, другой составляющей приходной частью водного баланса океана является речной сток с суши. По оценкам тех же авторов, он составляет 47 тыс. км³ в год, что соответствует слою воды 128 мм. Следует заметить, что неравномерное распределение речного стока в океан также оказывает влияние на соленость его вод, причем в общих чертах — в том же направлении, т. е. увеличивая контрастность между экваториальной и тропической зонами, хотя некоторые крупные реки создают местные районы опреснения прибрежных вод и в тропической зоне.

Таким образом, сбалансированный бюджет влаги в Мировом океане выглядит в следующем виде (табл. 5).

Водный баланс Мирового океана (по Р. К. Клиге, 1980)

Элементы водного баланса	Объем, тыс. км ³	Слой, мм
Приход		
1. Атмосферные осадки над океаном	458	1267
2. Приток речных вод, включая таяние арктических и антарктических ледников	47	128
Расход		
1. Испарение	505	1395

Этот баланс отвечает некоторому среднему состоянию океана. Многолетние футшточные наблюдения, охватывающие промежуток времени 100—150 лет, показывают, что уровень океана медленно повышается, что указывает на неполную сбалансированность его водного бюджета. Предполагается, что причиной этому — больший, чем допуск выше, сток с суши, обусловленный общим отрицательным балансом воды в твердой фазе, т. е. продолжающимся отступанием ледников и возвращением в океан тех масс воды, которые в них сконцентрированы, в большем количестве, чем объем воды, вновь переходящий в твердую фазу выше снеговой границы.

Установлено, что ледовый сток в океан с Антарктиды равен примерно 1430 км³ в год (К. К. Марков и др., 1968). Однако, по тем же данным, современный ледовый баланс Антарктиды положителен. Из этого можно сделать вывод, что в превышении прихода воды в океан повинны ледники северного полушария.

По данным, полученным в Институте водных проблем, скорость повышения уровня Мирового океана за последние 60 лет составляет в среднем 1,5 мм/год. При этом более быстрое повышение уровня отмечается для Атлантического и Северного Ледовитого океанов, где, например, за период 1928—1958 гг. уровень повышался со скоростью 3—5 мм/год, а в Тихом и Индийском океанах — менее 1,5 мм/год. Повышение уровня в среднем на 1,5 мм/год означает ежегодное избыточное поступление в океан 540 км³ воды. Приблизительно 5% этого количества воды составляют потери бессточных озер (за счет испарения с их поверхности), а остальное — ледовый сток и расход запасов подземных вод.

ТЕРМИКА ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Как уже упоминалось, годовой ход температур воздуха над поверхностью океана характеризуется гораздо меньшими амплитудами, чем над сушей. Суточные температуры воды изменяются еще в меньшей степени. Если днем тепло поступает за счет радиации, то ночью вода излучает тепло в атмосферу и вследствие своей большой теплоемкости сохраняет достаточно высокую температуру. Суточные амплитуды температуры воды в поверхностном слое на большей части площади океана обычно не превышают 0,5°. Годовые амплитуды больше суточных, но также невелики, составляя всего несколько градусов.

В зимнее время (для Северного полушария) максимальные температуры воды отмечаются для экваториальной зоны, к ней же приурочены и максимальные годовые температуры (27—28°). В целом экваториальная и тропические зоны четко очерчиваются годовой изотермой

25°, исключение составляют лишь участки у восточных берегов Атлантического и Тихого океанов. К северу и к югу от тропиков средняя годовая температура воды постепенно убывает, достигая отрицательных значений (до $-1,5^\circ$) в приантарктических водах и у кромки плавающих льдов в Северном полушарии. В летнее время область максимальных средних температур сдвигается к северу от экватора — сказывается охлаждающее влияние Антарктиды, ощутимое в этот сезон в большей степени, поскольку он соответствует зиме Южного полушария (рис. 17).

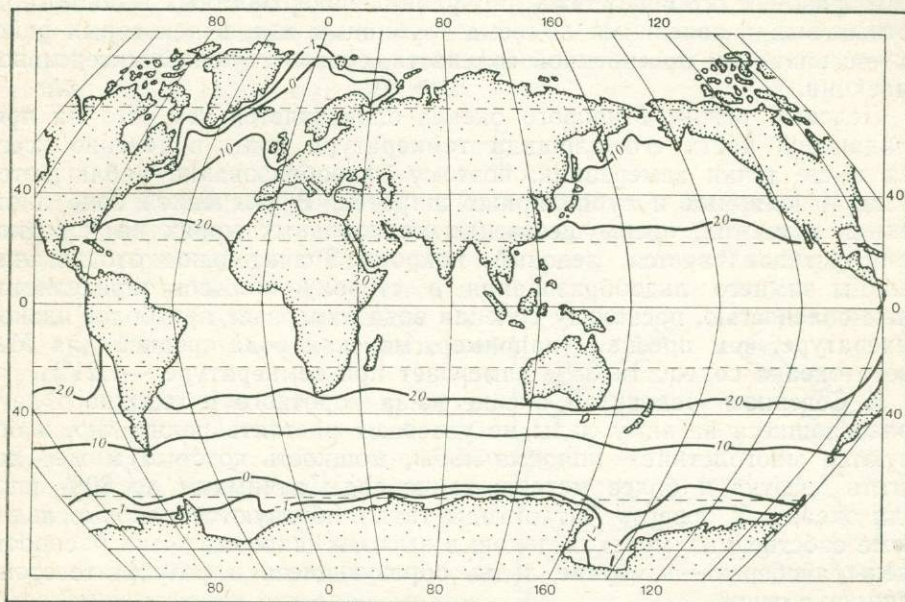


Рис. 17. Средние температуры воды на поверхности океана (по «Физико-географическому Атласу Мира», 1964) (зима Северного полушария). Оцифрованные линии — изотермы

По данным В. Н. Степанова (1974), средняя температура поверхностных вод для Мирового океана в целом равна $17,54^\circ\text{C}$. Самый теплый океан — Тихий ($19,37^\circ$), что объясняется наибольшим количеством тепла, поглощаемого его поверхностью (более $20 \text{ ккал/см}^2/\text{год}$). На втором месте стоит Индийский океан — $17,27^\circ$. Это, по-видимому, связано с тем, что в Индийском океане отсутствуют северные умеренная и полярная зоны. На 1 см^2 его поверхности приходится 17 ккал в год. Самый холодный, естественно, Северный Ледовитый океан, который характеризуется отрицательной средней температурой ($-0,75^\circ\text{C}$).

Существенной особенностью поля температуры на поверхности океана является неравномерность его по широте. В тропической зоне восточные районы всех океанов холоднее западных. В Атлантическом океане в северных умеренной и полярной зонах отмечается противоположное распределение температурных аномалий — здесь восточная часть океана теплее западной. В Южном полушарии изотермы в целом располагаются вдоль параллелей. Эти особенности термического поля поверхностных вод океана обусловлены горизонтальной и вертикальной циркуляцией вод океана.

С глубиной температура воды понижается, а амплитуды температурных изменений уменьшаются. Температура придонных вод на большей части площади Атлантического океана не превышает $2,5^{\circ}$, а в Южном полушарии — $1,6^{\circ}$, в Индийском и Тихом океанах — от 1 до 2° . В приантарктических водах и в полярных и субполярных водах Северного полушария в придонных слоях постоянно держатся отрицательные температуры (от $-0,2$ до -1°).

Как отмечает В. Н. Степанов, при анализе профилей температуры воды видно, что изотермы приподняты в высоких широтах и погружаются в тропических и субтропических областях. Это связано, главным образом, с особенностями циркуляции поверхностных и подповерхностных вод, с явлениями подъема глубинных вод, в некоторых районах — с влиянием повышенной солености, способствующей интенсивной конвекции.

Ледовый режим Мирового океана определяется тем, что на преобладающей части его площади температура воды в течение всего года выше точки замерзания, поэтому льдообразование наблюдается только в полярных и субполярных широтах. В умеренной зоне лишь очень в немногих, преимущественно мелководных морях на короткое время устанавливается ледовый покров. Значительное отодвигание границы зимнего льдообразования в сторону полюсов определяется также соленостью, поскольку соленая вода замерзает при более низкой температуре, чем пресная (например, морская вода средней для Мирового океана солености 35% замерзает при температуре $-1,21^{\circ}$).

В Северном Ледовитом океане из-за короткого и холодного лета образовавшиеся за зиму льды не успевают растаять полностью, и образуются многолетние — *паковые льды*, мощность которых может достигать десятка и более метров; такие льды занимают до 80% площади океана. У берегов Антарктиды также образуются паковые льды. Кроме собственных морских льдов, в высоких широтах очень распространены айсберги — плавающие льды, образующиеся в результате стока ледников с суши.

В Антарктике обширные пространства шельфа всегда закрыты с поверхности *шельфовыми ледниками* — покровами материкового льда, напозающего на поверхность океана и вследствие низких температур воды и воздуха сохраняющегося здесь в течение столетий.

Отдельные айсберги могут длительное время вследствие огромной мощности образующего их льда сохраняться в океанских водах и, будучи подхваченными течениями, проникать далеко в пределы умеренной зоны. В Северном полушарии они могут достигать 50° , а в Южном, где айсберги крупнее и многочисленнее, — даже 30° , лишь немного не доходя до тропиков.

В термику вод океана существенные осложнения вносят теплые и холодные течения, о роли которых будет рассказано ниже.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ПОСТОЯННЫЕ ТЕЧЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Постоянные течения в Мировом океане обычно разделяются на фрикционные, стоковые и плотностные. Все главнейшие течения можно считать фрикционными, или дрейфовыми, т. е. обусловленными постоянным воздействием движущихся воздушных масс на подстилающую водную поверхность. Вместе с тем, поскольку они не только через посредство атмосферных потоков, но и непосредственно находятся под существенным воздействием сил вращения Земли, их обычно называют также *геострофическими*, т. е. «течениями, реализуемыми в результате

баланса силы горизонтального градиента давления и отклоняющей силы вращения Земли» (В. А. Бурков и др., 1978). При этом различие в уровне воды (стоковый эффект) и в плотности также играют свою роль в образовании и динамике этих течений. Чисто стоковых или чисто плотностных течений известно немного, они обычно имеют местное значение.

Основные закономерности, определяющие направление и скорость геострофических течений, следующие: а) направление течений под воздействием силы Кориолиса отклоняется от направления вызвавшего его ветра, причем это отклонение может достигать величины 45° ; б) на направление течения влияет конфигурация берегов — приближаясь к берегу, течение раздвигается, причем если течение подходит под косым углом, то большая ветвь следует в сторону тупого угла; в) скорость течения определяется соотношением

$$v = A \frac{\omega}{\sqrt{\sin \varphi}},$$

где A — ветровой коэффициент, равный 0,013; ω — скорость ветра; φ — широта места; т. е. скорость течения прямо пропорциональна скорости ветра и уменьшается с увеличением широты места. На общую схему циркуляции влияет также отеснение более теплых (менее плотных) вод более холодными, а также стоковый эффект.

С учетом этих закономерностей, а также общих особенностей циркуляции атмосферы над океаном, вырисовывается следующая общая схема распределения течений в океане (рис. 18). Пассаты в Северном полушарии обуславливают возникновение пассатного течения севернее экватора, которое под действием силы Кориолиса приобретает широтное направление и пересекает океан с востока на запад.

В Южном полушарии южнее экватора устанавливается такое же пассатное течение. У западного берега океана северное пассатное течение под влиянием конфигурации берега отклоняется к северу, а южное — к югу. В пределах $30-40^\circ$ северной широты это течение под действием силы Кориолиса приобретает широтное направление и пересекает океан с запада на восток. У восточного берега оно раздваивается. Южная ветвь течения устремляется вдоль берега, обеспечивая приток более холодных вод в тропические районы, и, постепенно отклоняясь к западу, вливается в северное пассатное течение, замыкая таким образом северное циркуляционное кольцо. Северная ветвь, также распространяясь вдоль берега, образует теплое течение, поскольку здесь происходит перенос более теплых вод с юга. Отклоняясь к западу под воздействием конфигурации Северо-Американского материка, в Тихом океане эта ветвь образует второе северное циркуляционное кольцо, значительно меньшее, чем первое. В Атлантическом океане подобное кольцо также имеется, но севернее его, благодаря сложному распределению пространств суши и моря, здесь образуется еще одно небольшое циркуляционное кольцо в пределах Норвежского моря.

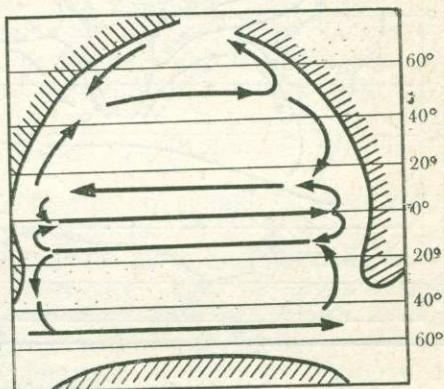


Рис. 18. Схема образования поверхностных течений в океане

Общая схема течений на северных участках Тихого и Атлантического океанов осложняется стоковыми холодными течениями из Северного Ледовитого океана (в Атлантике) и из Берингова моря. Отклонением от общей схемы в Атлантическом океане является также то, что Северо-Атлантическое течение, в отличие от Северо-Тихоокеанского, проникает очень далеко на северо-восток, вторгаясь в пределы Северного Ледовитого океана.

Южное пассатное течение, как упоминалось, также раздваивается у западного берега океана. Его южная ветвь следует вдоль берега

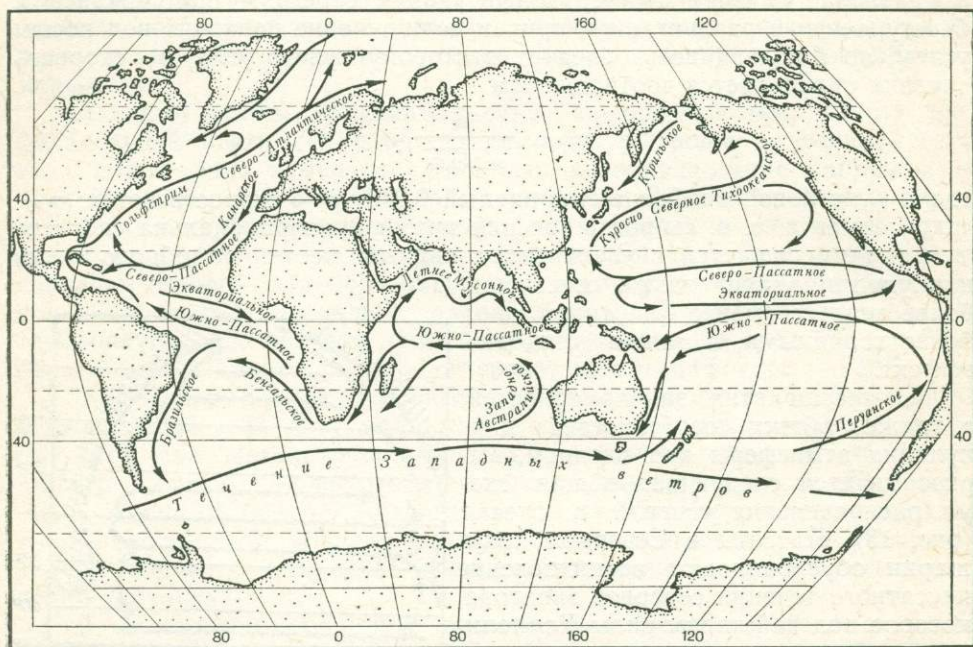


Рис. 19. Схема важнейших течений в Мировом океане.
Исправление: следует читать Бенгельское течение

и затем вливается в течение западного дрейфа, охватывающее весь океанический пояс Южного полушария в зоне действия «ревущих сороковых». У восточных берегов каждого из океанов (Тихого, Атлантического, Индийского) от этого течения отходят к северу ответвления, образующие холодные Перуанское, Бенгельское и Западно-Австралийское течения.

Вдоль экватора, между северным и южным пассатными течениями, образуется экваториальное противотечение, имеющее в отличие от пассатных направление с запада на восток. Оно в значительной степени имеет характер стокового и питается ответвлениями пассатных течений (рис. 19).

В Северном Ледовитом океане, не считая далеко проникающего в него Северо-Атлантического течения, преобладающим типом поверхностной циркуляции вод является медленный перенос с востока на запад, что находит свое отражение в направлении дрейфа льдов, в том числе полярных станций на дрейфующих льдинах. В приантарктических водах океана, к югу от мощного течения западного дрейфа, под дей-

ствием ветров, стекающих с ледникового щита Антарктиды, формируется несколько слабо выраженных круговоротов с антициклональным характером движения вод.

Таким образом, поверхностные течения образуют систему круговоротов, которые ограничены друг от друга *океаническими фронтами*. На схеме видно также, что в одних местах очерчиваются зоны схождения, а в других — зоны расхождения течений. Первые из них называются *конвергенциями*, а вторые — *дивергенциями*.

Все круговороты поверхностной циркуляции асимметричны: их динамические центры смещены к западным берегам. Именно здесь развиваются наиболее мощные течения, отмечающиеся большими (от 20 до 40 миль в сутки) скоростями и оказывающие наибольшее влияние на климат Земли: Гольфстрим, Куроисио, Бразильское, Мозамбикское, Восточно-Австралийское. У восточных берегов течения выражены менее резко и имеют меньшие скорости.

Существенное значение в создании этих особенностей океанической поверхностной циркуляции имеют особый характер изменения трения ветра о водную поверхность и действие силы Кориолиса. При этом важно иметь в виду, что рассматриваемые циркуляционные системы — это системы длительно существующие, выражающие определенное состояние динамического равновесия.

Сила трения воздуха, движущегося над океаном, изменяется по меридиану таким образом, что к северу от 30° с.ш. величина касательного напряжения возрастает по мере нарастания широты и направлена к востоку, а южнее 30° — возрастает по мере приближения к экватору и направлена к западу. Это происходит потому, что градиент давления направляет воздух от 30° к югу и к северу, а сила Кориолиса отклоняет это движение вправо.

В. Л. Лебедев и его соавторы (1974) так объясняют асимметрию круговоротов. Предположим, что центр океанической циркуляции совпадает с геометрическим центром циркуляционного кольца. Но если прямая, по которой действует сила, проходит через геометрический центр вращения, то момент силы относительно этой оси равен нулю. Однако моменты силы трения ветра продолжают действовать, они не уравновешиваются моментом силы Кориолиса и создают ускорение во вращении всей системы.

Этот эффект еще более усилится, т. е. вся система должна еще в большей степени удалиться от состояния равновесия, если допустить, что динамический центр циркуляционного кольца смещен к востоку от геометрического его центра. Таким образом, общее состояние равновесия системы может быть достигнуто лишь при смещении динамического центра к западу.

Общая схема течений, охарактеризованная выше, выдерживается не во всех океанах. В Индийском океане ей удовлетворяет только та циркуляция, которая происходит к югу от экватора. Вследствие того что Индийский океан, в отличие от Атлантического и Тихого, не распространяется далеко на север от экватора, здесь определяющую роль в циркуляции поверхностных вод приобретает муссонный режим атмосферной циркуляции. Поэтому к северу от экваториального течения в зимнее время устанавливается перенос вод с востока на запад, а в летнее время экваториальное течение не получает самостоятельного значения, так как вся северная часть Индийского океана оказывается охваченной муссонным течением, направленным с запада на восток. В Северном Ледовитом океане, в связи с его циркулярным положением, возникает совсем иная система течений.

В последние десятилетия объектом пристального изучения гидрологов моря явились вихревые возмущения поля океанского течения — так называемые *синоптические вихри*. Горизонтальные размеры таких вихрей до 400 км, при глубине проникновения в толщу воды на сотни или даже тысячи метров, скорость поступательного перемещения достигает 6—10 см/с. Образование таких вихрей связано с меандрированием основной струи течения и последующим отсечением меандр, преобразованием их в циклонические вихри.

ВОЛНЫ, ПРИЛИВЫ И ОТЛИВЫ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Для гидродинамических процессов в океане очень важное значение имеет передача энергии атмосферы поверхностному слою океанических вод. В свою очередь, воды океана передают тепловую энергию прилегающим слоям атмосферы, энергично влияя на процессы, протекающие в воздушной оболочке Земли. Происходит постоянный энергообмен и влагообмен между водной и воздушной оболочками.

Морское волнение представляет собой один из результатов передачи энергии атмосферы поверхностному слою воды. При воздействии движущегося потока воздуха на водную поверхность в воде возникают своеобразные колебательные движения, характеризующиеся тем, что частицы поверхностного слоя начинают описывать круговые орбиты, располагающиеся в вертикальной плоскости, причем в верхней части такой орбиты частица воды движется в направлении действия, вызвавшего это движение ветра, а в нижней — в противоположную сторону. При этом в каждый данный момент частицы, находящиеся в одной фазе орбитального движения, располагаются рядами, ориентированными по нормали к направлению ветра. Будучи в наивысшей фазе орбитального движения, они образуют *гребни волн*, в наинизшей — *ложбины волн*.

Ветровое волнение, возникающее при непосредственном воздействии воздушных потоков на водную поверхность, представляет собой неупорядоченное движение, что объясняется неправильными пульсациями воздушных потоков, частой сменой их направлений, общей турбулентностью движущегося над водой слоя воздуха. Вследствие значительной вязкости воды волновые колебания водного слоя продолжаются некоторое время и после прекращения ветра. При этом происходит упорядочивание движения, волны приобретают более или менее одинаковые параметры и направление распространения. Такое упорядоченное волнение называется *зыбью*. Характер движения частиц воды в волнах зыби может быть уподоблен движению точки, находящейся на радиусе катящегося круга. Траектория такой точки называется *трохойдой*, а соответствующий тип волн — *трохойдальными волнами*.

Энергия волн в первую очередь определяется ее высотой, т. е. амплитудой колебания или диаметром орбиты, а на глубине порядка 200 м эта амплитуда ничтожна даже для очень крупной поверхностной волны. Поэтому геоморфологическое воздействие волн на дно ограничивается очень узкой прибрежной мелководной полосой шельфа.

Величина волн зависит от скорости вызвавшего их ветра и от длины разгона, т. е. пути ветра над водной поверхностью. Максимальные высоты волн отмечены в зонах развития западной атмосферной циркуляции. Средние высоты волн, наблюдающиеся в океане при умеренных ветрах, 1—3 м, при значительных — 6—10 м. Известны случаи экстремально высоких волн высотой до 20—30 м. Например, в 1933 г.

с судна «Рамапо» в северной части Тихого океана наблюдалась ветровая волна высотой 34 м.

Наиболее спокойной зоной в океане является экваториальная, где штормовые волнения крайне редки, а повторяемость штилей достигает 20—33%. Области действия пассатов характеризуются почти постоянным беспокойным состоянием водной поверхности, но здесь преобладают умеренные волнения.

Кроме ветровых волн и зыби в океанах и морях возникают волновые движения воды, не связанные с действием ветра. Так, в результате резких изменений давления атмосферы над поверхностью моря могут возникнуть стоячие волны — *сейши*. Изменения давления на 1 мб уже в состоянии вызвать разность уровня в 1 см. Вода, как упругое тело, на усиление или ослабление давления реагирует тем, что в ней возбуждаются стоячие волны, амплитуда которых может составлять до 1—1,5 м. Сейши наиболее характерны для небольших замкнутых морей и заливов.

Очень мощные волны возникают при землетрясениях. Их называют *цунами*. Длина цунами может достигать нескольких сотен километров, а скорость их распространения — 700—800 км/ч. Не представляя опасности в открытом океане, эти волны производят катастрофическое воздействие на берега, так как в прибрежных районах моря на малых глубинах их высота резко возрастает и цунами с огромной силой обрушивается на берег. Например, во время землетрясения в районе Алеутского желоба, происшедшего в 1946 г., цунами на побережье Аляски, в пос. Датч-Кэйп, были смыты дома, находившиеся на высоте 30 м над уровнем океана. Эта же цунами вызвала большие разрушения на северном берегу о. Молокаи (Гавайские о-ва), где высота волны достигала 16 м.

Периодические *приливо-отливные колебания* всей массы вод Мирового океана, обусловленные силами притяжения Луны и Солнца, также представляют собой волны, отличающиеся большой длиной, большим периодом и регулярностью, строгой периодичностью образования. Если в течение лунных суток дважды наблюдаются приливные волны и дважды отливные с равными величинами колебаний и равными промежутками между ними, то такие приливы называются *правильными*. Они сравнительно редки, преобладают *неправильные приливы*, так как существует много причин, вызывающих *неравенства приливов*. Прежде всего неравенства приливов возникают из-за периодических изменений склонения Луны и Солнца. Кроме того, взаимное расположение Луны, Солнца и Земли в мировом пространстве также периодически меняется. Самые большие приливы бывают во время новолуния и полнолуния, когда приливообразующие силы Луны и Солнца складываются. Такой прилив называется *сизигийным*. Во время первой и последней четвертей фаз Луны приливообразующие силы Солнца вычитаются из приливообразующей силы Луны, и высота прилива будет минимальной. Это — *квадратурные приливы*.

На величину приливов влияют глубины моря и очертания берегов, угол подхода приливной волны к береговой линии и многие другие местные факторы, а из астрономических причин большое влияние оказывает также эллиптичность орбит Луны и Земли. Все это создает очень пеструю картину распределения приливов по их величине, характеру и времени действия. Если бы земной шар имел сплошную водную оболочку одинаковой толщины, то многих из этих неравенств не было бы, и тогда высота сизигийного прилива составляла бы в любой точке земной поверхности величину около 1 м. Близкую к ней ве-

личину имеют приливы на берегах океанических островов, окруженных обширными пространствами глубинного океана. У берегов же материков параметры, типы, время приливов и отливов очень разнообразны (рис. 20).

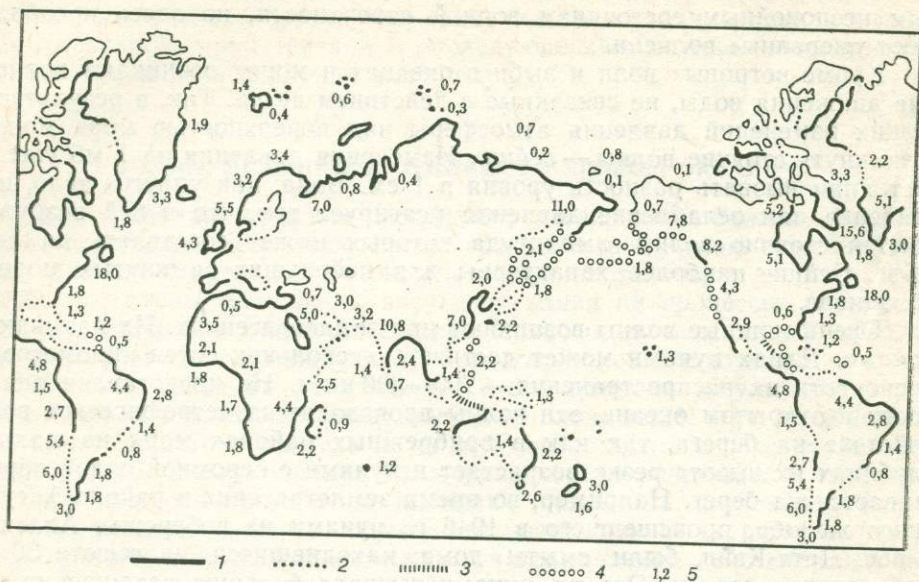


Рис. 20. Типы приливов в Мировом океане (по А. И. Дуванину, 1968):
1 — полусуточные; 2 — неправильные полусуточные; 3 — суточные; 4 — неправильные суточные; 5 — высота приливов

Поскольку приливы и отливы — это волны очень большого периода и длины, их действие сопровождается перемещением больших масс воды то в одном, то в другом направлениях, т. е. образованием приливных течений. Эти течения на мелководье способны активно воздействовать на дно, производить большую геологическую работу по перемещению наносов, размыву дна или созданию аккумулятивных форм. Приливные колебания охватывают всю толщу воды и, следовательно, могут ощущаться на любой глубине, хотя их параметры на больших глубинах значительно меньше, чем на поверхности, вследствие потерь энергии на преодоление внутреннего трения.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Волновые процессы, приливы и отливы, поверхностные течения способствуют, в определенных пределах, перемешиванию воды по вертикали. При этом в поверхностном течении с глубиной происходит затухание скорости течения и изменение его направления. Это явление известно под названием *эффекта* (или спирали) *Экмана*. Р. Стюарт (1971) в целях популярного объяснения этого эффекта указывает, что толщу воды, испытывающую ламинарное движение под действием ветра, можно уподобить движению набора пластин (рис. 21). Когда верхняя пластина движется под действием ветра, то она в Северном полушарии в результате влияния силы Кориолиса будет перемещаться слегка вправо от направления ветра. Воздействуя на подстилающую

пластину путем трения, она заставляет ее двигаться также вправо, но с меньшей скоростью и с еще меньшим совпадением направления движения с направлением ветра. Эта пластина, в свою очередь, воздействует на нижележащую, которая будет двигаться еще правее и с еще меньшей скоростью и т. д. Последовательность таких эффектов приводит к изменению скорости и движения слоев воды («пластин») по спирали, по мере увеличения глубины. Предельная глубина, на которую проникает эффект Экмана, в первую очередь зависит от скорости течения на поверхности. Под наиболее сильными течениями, такими как Гольфстрим в Атлантическом и Куроиси в Тихом океане, эта глубина превышает 1000—1500 м.

Однако важнейший фактор распространения движений вод на глубину — плотностной. Плотные холодные, как и плотные соленые воды всегда имеют тенденцию к опусканию на глубину. Но при этом они будут вытеснять глубинные воды, которым придется придать тенденция восходящих движений.

В зонах схождения течений — конвергенции — возникает избыток воды, и в результате вода испытывает погружение. В зонах расхождения — дивергенции — возникают благоприятные условия для выхода глубинных вод к поверхности. Таким образом, вертикальное перемешивание оказывается неразрывно связанным с горизонтальной циркуляцией океанских вод.

В вертикальном перемешивании существенную роль играет также сгонный эффект. Если ветер дует с берега, он сгоняет прогретые воды с поверхности и тем самым создает условия для подъема глубинных, более холодных вод.

Подъем глубинных вод к поверхности называется *апвеллингом*. Зона апвеллинга ограничена по протяженности и ширине, но поднявшиеся воды и их влияние на океанографические условия могут распространяться на обширные регионы. В целом процесс восходящего движения глубинных вод в зоне апвеллинга очень медленный. Например, у Калифорнийского побережья Северной Америки его скорость составляет около 20 м в месяц, но это искупается исключительным постоянством его действия.

Зоны дивергенции — это зоны апвеллинга. Не меньшее значение для образования апвеллинга имеет постоянный сгон теплых прибрежных вод устойчивыми ветрами. Таковы, например, зимние муссоны в северо-западной части Индийского океана, создающие апвеллинг на северном и восточном берегах Аравийского моря. Созданию сгонного эффекта и образованию апвеллинга у западных берегов материков в Атлантическом и Тихом океанах (в меньшей степени — у западно-австралийского побережья) способствуют пассаты. Широко известное явление значительных температурных аномалий воды у восточного побережья Каспийского моря в летнее время также представляет собой результат местного апвеллинга, возникающего при благоприятном ветровом режиме.

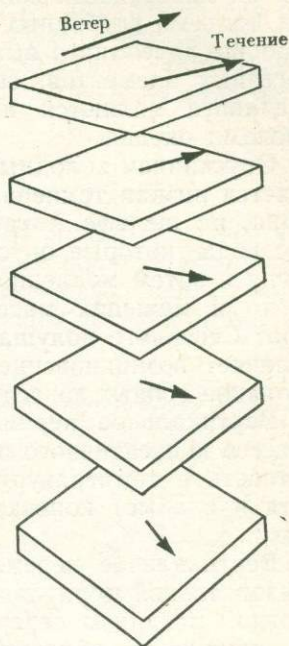


Рис. 21. Спираль Экмана (по Р. Стюарту, 1971)

Опускание вод и подъем их с глубины на поверхность имеют огромное значение прежде всего для развития жизни в океане. При погружении поверхностных вод, насыщенных кислородом вследствие их взаимодействия с атмосферой, массы кислорода проникают в глубинные слои воды, что способствует улучшению условий обитания на глубине, хотя на поверхности зоны конвергенции населены относительно слабо. При подъеме глубинных вод к поверхности воды в зонах дивергенции и вообще апвеллинга выносятся свежие запасы еще неизрасходованных биогенных элементов, содержащихся в морской воде. Поэтому зоны апвеллинга являются наиболее густо и разнообразно населенными районами океана.

Опусканием холодных плотных вод на максимальные глубины объясняется низкая температура придонных вод океанов. В Южном полушарии, на шельфе Антарктиды, происходит выхолаживание огромных масс воды, которые опускаются на глубину, стекают по материковому склону и затем медленно расплзаются по дну океана. Сходная картина, но в меньших масштабах, происходит на мелководьях высоких широт Северного полушария. Выше отмечалось, что этот процесс обуславливает возникновение придонной горизонтальной циркуляции — образование донных абиссальных течений.

Вертикальное перемешивание морских вод достигается также в процессе конвективного обмена между слоями воды, имеющими разные плотность и температуру. В придонных слоях также могут возникать (хотя и слабые) конвективные токи, за счет передачи тепла из недр Земли.

Вертикальное перемешивание, действуя неразрывно с процессами горизонтальной циркуляции океанских вод, вместе с ними представляет основной механизм перераспределения температуры и солености. Течения, идущие из областей с интенсивным испарением, т. е. областей хорошо прогреваемых, несут в более холодные зоны теплые воды с повышенной соленостью, образуются теплые течения. Общеизвестно отопляющее влияние таких теплых течений, как Северо-Атлантическое, на климат не только океана, но и прилегающих районов суши. Наоборот, течения, направленные из более холодных зон, несут плотные холодные воды, как правило менее соленые, и создают отрицательные аномалии этих элементов гидрологического режима в тех районах теплых зон, которых они достигают. Таково, в частности, происхождение холодных течений у восточных берегов океанов в Южном полушарии: широко известно их охлаждающее, умеряющее влияние на климат прилегающих районов.

Ярким примером взаимообусловленности горизонтальной и вертикальной циркуляции вод Мирового океана являются экваториальные подповерхностные течения в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Уже рассмотренная ранее асимметрия циркуляционных колец подповерхностных течений (сдвиг динамических центров к западным частям океанов) и одновременное смещение циркуляционных систем к экватору создают избыток вод в западных районах экваториальной зоны в каждом из названных океанов.

Конвергенция антициклонических циркуляций в зоне экватора обуславливает погружение вод, а сила Кориолиса и стоковый эффект придают на некоторой глубине этим погружающимся водам латеральное направление. В результате возникают мощные подповерхностные течения, пересекающие океаны с запада на восток в пределах 2° с. ш. — 2° ю. ш. Подробнее о них будет сказано при обзоре придонных условий отдельных океанов.

Еще в 1951 г. А. М. Муромцев писал, что «...все воды океана от поверхности до дна находятся в непрерывном взаимодействии. Это приводит к передаче всех характеристик их, сформированных на поверхности океана при непосредственном влиянии на нее солнечного тепла и прилегающих слоев атмосферы, не только в горизонтальном направлении, но и в вертикальном — от поверхности ко дну. Малейшее изменение характеристик воды в каком-либо из районов океана рано или поздно скажется и в другом его районе вследствие замечательного свойства его вод длительное время сохранять те или иные свои особенности».

ПОНЯТИЕ О ВОДНЫХ МАССАХ

В результате динамических процессов, протекающих в толще океанских вод, в ней устанавливается более или менее подвижная стратификация вод, происходит обособление так называемых *водных масс* — вод, отличающихся присущими им консервативными свойствами, которые они приобретают в определенных районах и сохраняют в пределах всего пространства их распространения (рис. 22).

По В. Н. Степанову (1974), различаются *поверхностные, промежуточные, глубинные и придонные* водные массы. В отдельных морях или районах океанов могут быть выделены и другие типы водных масс. Названные типы водных масс могут, в свою очередь, подразделяться на разновидности.

Поверхностные водные массы характеризуются тем, что они формируются при непосредственном взаимодействии с атмосферой. Они в наибольшей степени подвержены перемешиванию волнением и изменениям температуры, солености и других свойств, обусловленных взаимодействием с атмосферой. Толщина поверхностных масс в среднем составляет 200—250 м. Они выделяются также максимальной интенсивностью переноса — в среднем порядка $15-20$ см/с в горизонтальном направлении и $10 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-4}$ см/с по вертикали. В соответствии с зональным изменением придонных условий они подразделяются на экваториальные (Э), тропические (СТ и ЮТ), субарктические (СБАр), субантарктические (СБАН), антарктические (АН) и арктические (Ар).

Промежуточные водные массы выделяются в полярных областях повышенной температурой, в умеренных и тропических областях — пониженной или повышенной соленостью. Верхняя их граница — это граница с поверхностными водными массами, нижняя — лежит на глубине от 1000 до 2000 м. Выделяют субантарктические (ПСБАН), субарктические (ПСБАр), северо-атлантические (ПСАТ), северо-индоокеанские (ПСИ), антарктические (ПАН) и арктические (ПАР) промежуточные

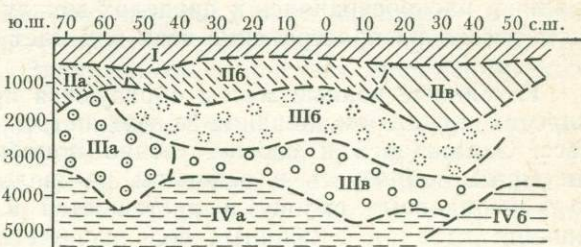


Рис. 22. Распределение водных масс по меридиональному разрезу в Атлантическом океане (по В. Н. Степанову, 1974):

Водные массы: I — поверхностные, II — промежуточные: а) антарктическая, б) субантарктическая, в) северо-атлантическая; III — глубинные: а) циркумполярная, б) северо-атлантическая, в) южно-атлантическая; IV — донные: а) антарктическая, б) северо-атлантическая

ные массы. Основная часть промежуточных субполярных водных масс формируется за счет опускания поверхностных вод в зонах субполярной конвергенции. Результирующий перенос этих водных масс направлен от субполярных областей к экватору. В Атлантическом океане субантарктические промежуточные водные массы проходят за экватор и распространены примерно до 20° с. ш., в Тихом — до экватора, в Индийском — примерно до 10° ю. ш. Субарктические промежуточные воды в Тихом океане также достигают экватора, в Атлантическом же они быстро погружаются и теряются.

В северной части Атлантического и Индийского океанов промежуточные массы имеют иное происхождение. Они формируются еще на поверхности в областях высокого испарения, в результате чего образуются избыточно соленые воды, испытывающие вследствие своей большой плотности медленное погружение. К ним добавляются плотные соленые воды из Средиземного моря (в северной Атлантике) и из Красного моря и Персидского и Оманского заливов (в Индийском океане). В Атлантическом океане промежуточные воды растекаются под поверхностным слоем на север и на юг от широты Гибралтарского пролива, распространяясь в пределах между 20 и 60° с. ш., а в Индийском океане распространение этих вод идет на юг и юго-восток до 5—10° ю. ш.

Глубинные водные массы образуются преимущественно в высоких широтах при перемешивании поверхностных и промежуточных водных масс. Охлаждаясь и соответственно приобретая большую плотность, эти массы, образуясь в основном на шельфах, постепенно сползают по материковому склону и растекаются в направлении к экватору. Нижняя граница глубинных вод располагается на глубине порядка 4000 м. Скорости горизонтального перемещения составляют примерно 0,2—0,8 см/с, а вертикальные — $1 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-4}$ см/с. Различают циркумполярную глубинную водную массу Южного полушария (ГЦП), северо-атлантическую (ГСАт), северо-тихоокеанскую (ГСТ), северо-индоокеанскую (ГСИ) и арктическую (ГАр) глубинные водные массы. Глубинные северо-атлантические воды отличаются повышенной соленостью (до 34,95‰) и температурой (до 3°) и несколько повышенной скоростью перемещения. В их формировании, кроме охлажденных на полярных шельфах и погружающихся при перемешивании поверхностных и промежуточных вод высоких широт, видимо, участвуют также тяжелые соленые воды Средиземноморья и достаточно соленые воды Гольфстрима. Погружение последних еще усиливается по мере продвижения этих вод в более высокие широты, где они испытывают постепенное охлаждение. Циркумполярные глубинные воды формируются исключительно за счет охлаждения вод в приантарктических районах Мирового океана. Северные глубинные массы Индийского и Тихого океанов имеют местное происхождение (сток соленых вод из Красного моря и Персидского залива в Индийском и охлаждение вод на шельфе Берингова моря в Тихом океане).

Придонные водные массы отличаются наиболее низкими температурами и наибольшей плотностью. Они занимают всю остальную часть океана глубже 4000 м, характеризуются очень медленным горизонтальным перемещением, главным образом в меридиональном направлении, но несколько большими величинами вертикального перемещения, по сравнению с глубинными, вследствие притока геотермического тепла от дна океана. Как и другие виды водных масс (кроме поверхностной), они образуются за счет опускания вышележащих водных масс. Среди них наибольшим распространением пользуются придонные антаркти-

ческие воды (ПрАн), которые хорошо прослеживаются по наиболее низким температурам и относительно высокому содержанию кислорода. Как показывает их название, центр их формирования — приантарктические районы Мирового океана, особенно шельф Антарктиды. Кроме того, выделяются северо-атлантическая и северо-тихоокеанская придонные водные массы (ПрСАт и ПрСТ).

Промежуточные, глубинные и придонные водные массы также находятся в состоянии циркуляции. Картина циркуляции промежуточных вод была выявлена В. А. Бурковым и Р. П. Булатовым. Она отличается почти полным затуханием ветровых циркуляций в тропической и экваториальной зонах и небольшим сдвигом субтропических круговоротов в сторону полюсов. В связи с этим промежуточные воды от полярных фронтов распространяются в тропические и в субполярные районы. В эту же систему циркуляции входят подповерхностные экваториальные противотечения типа течения Ломоносова.

Интенсивность циркуляции глубинных вод изучена В. А. Бурковым, Р. П. Булатовым и А. Д. Щербининым. Она ослабевает с глубиной. В горизонтальном перемещении этих водных масс главную роль играют южные антициклональные круговороты и циркумпольное глубинное течение в Южном полушарии, которое обеспечивает обмен глубинных вод между океанами. Значительно возрастает меридиональный перенос (Степанов, 1974).

Придонные водные массы характеризуются преимущественным меридиональным переносом в северном направлении. Кроме того, в северо-западной части Атлантики четко выражено течение южного направления, получающее питание за счет холодных вод Норвежско-Гренландского бассейна. Выше говорилось о геологической и геоморфологической роли течений, связанных с перемещением придонных масс. Скорость движения придонных масс несколько возрастает при приближении ко дну.

ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ

В последние десятилетия в океанологии все большее внимание стали привлекать так называемые внутренние волны. При рассмотрении водных масс мы убедились, что толща морской воды неоднородна. Она имеет в общем слоистое строение, поскольку вертикальный перенос воды — очень медленный процесс, и в каждый данный момент мы не наблюдаем выравнивания свойств воды во всей толще. Менее плотные слои лежат на более плотных. Слои разной плотности отличаются разной степенью вязкости, скорости их горизонтального движения относительно друг друга различны. Все это неизбежно должно вызывать на граничных между слоями поверхностях волновые возмущения, подобные тем, которые возникают на граничной поверхности между воздухом и морем.

Внутренние волны, как показывают наблюдения, имеют амплитуду, обычно значительно большую, чем поверхностные ветровые волны. Даже в приповерхностных слоях их «высота» весьма велика. Правда, скорость их распространения и орбитальные скорости гораздо меньше, чем у поверхностных вод и, следовательно, энергия внутренних волн гораздо меньше, чем у поверхностных волн той же амплитуды.

Внутренним волнам в приповерхностном слое обычно приписывают образование бликов на поверхности моря. Замечено, что блики — полосы совершенно спокойной водной поверхности — приурочены к ложбинам внутренних волн.

Внутренние волны воздействуют на жизнь в море, на физические и химические процессы, на строение поверхности дна океана. В связи с развитием подводного телевидения и глубоководного фотографирования стали известны случаи нахождения знаков ряби (рифелей) на сыпучих грунтах на очень больших глубинах (4000—5000 м). Их образование связано, по-видимому, как с донными течениями, так и с воздействием внутренних волн. Охватывая достаточно мощный слой воды, внутренние волны могут также рассматриваться как один из важнейших факторов перемешивания вод океана.

Итак, воды Мирового океана находятся в непрерывном движении. Источником этого движения является прежде всего приток энергии из атмосферы. В самых крупных своих чертах на поверхности океана перемещение вод, распределение их физических характеристик носит зональный характер, что обусловлено зональностью атмосферных процессов. С глубиной проявления зональности постепенно стираются. Различные виды движения вод Мирового океана играют роль важного геологического и биогеографического фактора, воздействуя на дно океана и осуществляя перенос донного и взвешенного осадочного материала, представляя собой важнейший фактор образования осадочного покрова на дне океана, перераспределения биогенных элементов в океане.

Динамика вод океана является важнейшим условием, обеспечивающим развитие жизни в океане. Процессы перемешивания обуславливают аэрацию океанских вод и постоянное обновление ресурсов биогенных элементов в верхних, наиболее населенных, слоях воды. Горизонтальные циркуляции обеспечивают расселение различных организмов на огромных пространствах, что особенно важно для тех из них, которые не обладают активными средствами перемещения.

Глава 4

ЖИЗНЬ В ОКЕАНЕ

ОСНОВНЫЕ КОМПОНЕНТЫ БИОСФЕРЫ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Воды океана представляют собой идеальную среду для обитания и развития организмов. Эта среда богата кислородом и другими необходимыми для жизни веществами, содержит большое количество биогенных элементов, не подвержена существенным изменениям своих физических и химических свойств, имеющих жизненно важное значение. По мнению крупнейших ученых, жизнь зародилась именно в океане, и лишь затем распространилась на пресные воды и пространства суши.

Все организмы, в том числе и населяющие океан, делятся на три больших группы: продуценты, консументы и редуценты. *Продуценты* — это организмы, которые непосредственно усваивают солнечную энергию и преобразуют ее в органическое вещество (первичную продукцию). Это растительные организмы, обладающие способностью к фотосинтезу. *Консументы* — организмы, которые потребляют уже готовую первичную продукцию. К ним относятся животные. Группу *редуцентов* составляют бактерии, которые питаются растительными и животными остатками и сами служат пищей для многих других организмов.

Растения в Мировом океане — преимущественно водоросли — мобилизуют примерно 0,04% солнечной энергии, но, поскольку процесс фотосинтеза идет не менее 3 млрд. лет, эффект его огромен. Количест-

во утилизированной солнечной энергии за это время в миллион раз превышает сумму годовой энергии солнечной радиации, поступающей на поверхность океана.

По В. Г. Богорову (1969) и И. А. Суетовой (1976), биомасса продуцентов равна 1,1 млрд. т, консументов — 28,8, редуцентов — 0,1 млрд. т. Отмечается огромная разница в соотношении основных групп живых существ в океане и на суше (табл. 6). На суше биомасса животных в тысячу раз меньше биомассы продуцентов — растений, тогда как в океане животные по биомассе превышают количество растений в 28 раз. Такое несоответствие пищи и ее потребителей в океане оказывается возможным благодаря огромной продуктивности продуцентов. Годовая продукция растений в океане составляет 240,2 млрд. т, животных — 16,2 млрд. т. Годовая продукция растений на суше равна 430 млрд. т, а суммарная годовая продукция фотосинтеза на Земле составляет 670 млрд. т. На долю океана приходится более 39% первичной продукции, но всего лишь 0,5% всей биомассы. Таким образом, прежние представления об огромных и неистощимых запасах биомассы в океане не подтверждаются. Заметим, что в 60-х годах годовая продукция в Мировом океане оценивалась вдвое выше, чем в настоящее время по уточненным данным.

Таблица 6

Живое вещество в океане и на суше, млрд. т
(по И. А. Суетовой, 1976)

	Биомасса		Продукция	
	суша	океан	суша	океан
Растения	6400,0	1,1	430	240,2
Животные	6,0	28,8	?	16,2
Все организмы	6406,0	29,9	?	256,4

В океане обитают представители всех типов и классов организмов. Общее число видов оценивается в 150 тыс. видов животных и 15 тыс. видов растений. По данным В. Г. Богорова (1969), по основным систематическим типам они распределяются следующим образом (в тыс. видов):

Животные	Растения
Простейшие 10	Зеленые водоросли 5
Губки 5	Диатомовые 5
Кишечнополостные 9	Бурые 1
Черви 6	Красные 2,5
Мшанки 2,7	Синезеленые 1
Моллюски 6,5	Высшие растения 0,5
Ракообразные 25	
Иглокожие 6	
Хордовые 18	

Поражает огромное количество видов одноклеточных животных и растений. Подавляющую часть биомассы растений в морях и океанах составляют одноклеточные водоросли. Макрофлора здесь составляет менее 1/20 части всей фитомассы океана.

По условиям обитания морские организмы подразделяются на три основные группы — планктон, нектон и бентос. Кроме того, выделяются организмы, в своей экологии связанные с самой верхней пленкой воды

(это плейстон, нейстон и типонейстон), составляющие очень незначительную часть органического мира океана.

Планктон объединяет огромное количество видов организмов, обитающих в толще морской воды и не обладающих активными средствами передвижения в ней или же имеющих лишь очень ограниченные возможности такого передвижения. В планктон входят различные водоросли, главным образом одноклеточные (фитопланктон), а из животных организмов — простейшие, рачки, черви, кишечнополостные, некоторые виды моллюсков. Кроме того, к планктону временно, на определенный период жизненного цикла, можно отнести икру и личинки различных морских животных. Значительная часть бактериального мира также ведет планктонный образ жизни.

Наиболее характерной чертой планктонных организмов являются такие приспособления для пассивного плавания, как малые, нередко микроскопические размеры, обилие в тканях воды (до 98%), газовых и жировых включений, различных отростков на поверхности, невысокое содержание в тканях тяжелых элементов.

У планктонных организмов нередко отсутствуют органы активного плавания. Фитопланктон, например, полностью лишен их. Многие представители зоопланктона имеют органы плавания, но они используются ими лишь очень ограниченно. Эти организмы не передвигаются при помощи их на значительные расстояния, а, по образному выражению В. Г. Богорова, лишь «топчутся» в небольшом прилегающем объеме воды или же способны плавать только по вертикали. Эта последняя способность обеспечивает возможность заселения планктоном глубоких слоев воды, а пассивное плавание планктонных организмов «по воле волн» и течений обеспечивает их широкое расселение по горизонтали. Например, личинки многих иглокожих, ракообразных, икра рыб находятся в составе планктона в течение 1—2 месяцев, и за это время могут быть унесены от места обитания родителей на сотни и тысячи километров.

Нектон образуют организмы, активно плавающие в морской воде, способные активно перемещаться на большие расстояния. К этой группе животных относятся прежде всего рыбы и другие позвоночные (китообразные, тюлени и другие ластоногие), крупные головоногие (кальмары, каракатицы, осьминоги), морские черепахи, морские змеи, некоторые виды птиц, проводящих большую часть жизни «на плаву». Хотя нектон представлен преимущественно крупными животными, его биомасса примерно в 23 раза меньше биомассы планктона.

Бентос — это совокупность организмов, живущих на морском дне. Водоросли и животные, поселяющиеся на искусственных сооружениях, в том числе на днищах кораблей, так называемые «обрастатели», тоже по существу относятся к бентосу. Главное отличие организмов бентоса — это то, что они для своего обитания нуждаются в твердой основе, в субстрате.

К бентосу относятся различные моллюски (особенно многочисленны среди них гастроподы и двустворки), а также губки, кораллы, многие ракообразные, черви, иглокожие, некоторые простейшие (например, донные фораминиферы). Из растений к бентосу относятся микро- и макроформы почти всех типов, но преобладают зеленые, синезеленые, красные и бурые водоросли, а также высшие растения — «морская трава» (например, зостера, талласия). Дно и донные грунты населены также многими видами бактерий.

Многие организмы бентоса ведут прикрепленный образ жизни — водоросли, губки, кораллы и некоторые другие, в частности многие

двустворки и гастроподы. Другие передвигаются по дну, более или менее часто меняя место своего обитания — иглокожие, ракообразные, некоторые моллюски. Третьи живут в морском грунте, закапываясь в донные отложения или высверливая себе жилища и ходы в коренных породах. Нередко на самих обитателях бентоса, в свою очередь, поселяются также бентальные организмы, создается своеобразная «многоэтажность» населения. Среди организмов бентоса часты явления симбиоза. Например, рифообразующие мадрепоровые кораллы находятся в симбиозе с одноклеточной зеленой водорослью *Zooxantella*, обитающей в гастральной полости кораллового полипа.

Плейстон объединяет ряд полуподводных животных форм — часть их тела находится над поверхностью воды, другая часть — под водой. Это достигается присутствием воздуха в специальных органах — пневматофорах, или плавательных пузырьках. К плейстону относятся сифонофоры, в том числе — знаменитая очень опасная физалия, а также *Vellela*. Плейстонные организмы передвигаются при помощи «паруса», улавливающего движения воздуха — выступающей надводной части тела. Обычно на сифонофорах поселяются различные рачки, некоторые гастроподы. Эти «пассажиры» не только живут на плейстонных организмах и перемещаются вместе с ними, но и используют их как источник пищи, питаясь различными частями их тела. Кроме плейстона выделяются еще две немногочисленные группы: **нейстон** (организмы, обитающие на поверхностной пленке воды) и **гипонейстон** (обитающие непосредственно под этой пленкой).

Таблица 7

Соотношение биомассы и продукции
основных групп населения океана млрд. т
(по В. Г. Богорову, 1969; И. А. Суевой, 1976)

Группы	Биомасса	Продукция	Отношение П/Б
Фитобентос	0,2	0,2	1
Фитопланктон	0,9	240	266
Зообентос	16,6	3	0,2
Зоопланктон	21,2	15	0,7
Нектон	1,0	0,2	0,2

Роль названных экологических групп в насыщенности жизнью океанских вод и дна океана далеко неравнозначна, как по биомассе, так и по продуктивности (табл. 7). По мнению Л. А. Зенкевича (1970), величина биомассы и продукции нектона, если объединить рыб, головоногих, млекопитающих и рептилий, больше, чем указано в таблице, но и в этом случае нектон будет сильно уступать бентосу и особенно планктону.

По массовости распространения среди фитопланктона основную роль играют диатомовые, перидинеи и кокколитофориды (одноклеточные известковые водоросли), а в фитобентосе — ламинариевые и фукусовые. Из животных организмов по массовости наибольшее значение имеют фораминиферы и радиоляриевые, т. е. преимущественно планктонные формы. Далее по массе идут губки, кишечнополостные, полихеты, моллюски, мшанки, ракообразные, иглокожие и лишь после них рыбы, млекопитающие, рептилии (главным образом морские черепахи и змеи).

Обильное в целом и очень разнообразное население океана распределяется в его пределах крайне неравномерно. В каждом водоеме можно выделить две жизненные области, или зоны: пелагиаль (поверхность воды и водная толща) и бенталь (дно водоема). В свою очередь, в пелагиали наиболее населенной является верхний слой воды мощностью порядка 50 м, а на бентали — прибрежные районы дна, обычно до глубин порядка 50—100 м. Таким образом, выделяются две зоны жизни: донная и поверхностная, плотность населения в которых убывает по мере удаления от берегов. Эти зоны разделены зоной разрежения жизни.

Эта неравномерность распределения организмов в морях и океанах может быть проиллюстрирована следующими цифрами. Практически весь фитопланктон сосредоточен в верхнем 50—100-метровом слое воды. Это определяется условиями освещенности, так как при отсутствии солнечного света фотосинтез невозможен. 65% всего планктона сосредоточено в верхнем 500-метровом слое воды. Если в пределах шельфа Атлантического океана биомасса планктона составляет 500 мг/м³, то в центральных районах океана — лишь 50—70 мг/м³. Количество nekтона в пределах шельфа определяется величиной 1450 кг/км³, а в пелагиали — лишь 12 кг/км³.

Еще более сокращается биомасса бентоса по мере удаления от берегов и увеличения глубины. По И. А. Суетовой (1976), на 7,6% площади дна океана, имеющей глубину менее 200 м, сосредоточено 59% всей биомассы океана, на ту часть океана, которая имеет глубину от 200 до 3000 м (17,2% площади), приходится 31,1% биомассы, и на пелагиаль и абиссаль, т. е. часть океана, характеризующуюся глубиной более 3000 м (75,9% площади), — только 9,5% биомассы.

В некоторых морских водоемах вследствие затрудненности водообмена с океаном (например, Черное море, некоторые фиорды), возникает сероводородное заражение придонных вод, и здесь распространение жизни ограничивается предельной глубиной концентрированного содержания сероводорода. В Черном море, например, на глубине 150 м количество сероводорода уже превышает 0,5 см³ на 1 л воды, что препятствует развитию каких-либо организмов, кроме сульфобактерий.

Один из важных источников поступления питательных веществ (биогенных элементов) в океан — это реки. Большую населенность прибрежных вод и прибрежной полосы дна связывают с близостью к речным устьям. Действительно, многие приустьевые пространства морей и океанов чрезвычайно обильно населены. В этом отношении очень показательны Азовское море, которое можно рассматривать как единое приустьевое взморье Дона и Кубани. В отдельные годы здесь плотность фитопланктона достигала 400 г/м³, а зоопланктона была в 10 раз больше средней плотности шельфовых морей. Очень продуктивны северная часть Каспийского моря, Северное море, Ла-Плата и некоторые другие приустьевые районы Мирового океана.

Обильно населены также зоны подъема глубинных вод — *апвеллинга*, обычно приуроченные к дивергенциям и к областям, где наиболее сильно проявляется сгонный эффект действия ветров. Подъем глубинных вод обеспечивает приток биогенных элементов из глубин океана, потребляемых в первую очередь фитопланктоном. Осевые части областей подъема глубинных вод характеризуются максимальным развитием фитопланктона. К ним примыкают зоны максимального развития растительного зоопланктона, а к ним, в свою очередь, основ-

ные скопления рыб, питающихся зоопланктоном, что определяет большое промысловое значение апвеллингов.

К богато населенным областям Мирового океана, связанным с апвеллингом, относятся, например, Бискайский залив и акватория к юго-западу от Британских островов, районы Канарского, Бенгальского, Перуанского, Калифорнийского течений, акваторий к востоку от Бразилии и в районе Западно-Австралийского течения и др. Особено мощный эффект подъема вод в результате стонного действия постоянно действующих ветров и соответственно весьма богатое население отмечаются в районах зарождения пассатов, ветров сороковых широт обоих полушарий, области муссонной циркуляции в северной части Индийского океана.

В умеренных широтах в процессах обогащения поверхностного слоя биогенными элементами большое значение имеют сезонные изменения температуры. Зимние холодные воды с началом прогрева опускаются на глубину, вызывая подъем глубинных вод к поверхности. Этот процесс обеспечивает расцвет жизни, например, в северной части Атлантического океана, в таких классических районах промысла, как Ньюфаундлендский шельф, пригренландские воды и др.

Области устойчивого опускания вод (зоны конвергенции), наоборот, бедны фитопланктоном. Соответственно и развитие зоопланктона, а также рыб и других планктонофагов весьма ограничено. Биологическое значение зон опускания вод заключается главным образом в том, что благодаря им в глубинные слои океана поступают массы кислорода, что создает аэрацию всей толщи океанских вод, вполне достаточную для развития жизни на любом горизонте.

Наиболее общим выражением характеристики биологических процессов в океане является картина пространственного распределения так называемой первичной продукции, которая оценивается в количестве углерода, связанного в процессе фотосинтеза. На прилагаемой карте (рис. 23) дано распределение первичной продукции, выраженной в миллиграммах органического углерода на квадратный метр акватории за день ($C_{орг}$ мг/м² в день). Эта карта весьма наглядно отражает черты распределения жизни в океане, описанные выше.

Еще недавно, особенно в популярной литературе, пропагандировалось представление о необычайно богатых, практически неисчерпаемых биологических ресурсах океана и даже подчеркивалось преимущественное значение этих ресурсов по сравнению с интенсивно потребляемыми и истребляемыми биологическими ресурсами суши. Фундаментальные данные по определению количества (веса) живого вещества на Земле, полученные Н. И. Базилевич, Л. Е. Родиным и Н. Н. Розовым (1971), и его распределению на суше и в океане, показывают несостоятельность таких представлений. Во-первых, подсчеты, выполненные названными исследователями, показали, что общая масса живого вещества в 4,5—5 раз меньше, чем предполагал В. И. Вернадский ($2,4 \cdot 10^{12}$ т против $1 \cdot 10^{13}$ т). Во-вторых, оказалось, что суммарный вес живого вещества на суше примерно в 750 раз больше, чем в океане. Из всей годичной продукции фитомассы Земли, оцениваемой (в сухом весе) Н. И. Базилевич и ее соавторами в 219 млрд. т, 84 млрд. т, приходится на леса суши. Это вдвое больше годовой продукции фитопланктона в океане.

На карте распределения живого вещества на Земле (рис. 24) хорошо видно, что самые густонаселенные районы океана (например, Ньюфаундлендская банка, Норвежское и Северное, Баренцево, северная часть Берингова и Охотского морей) имеют такую же плотность

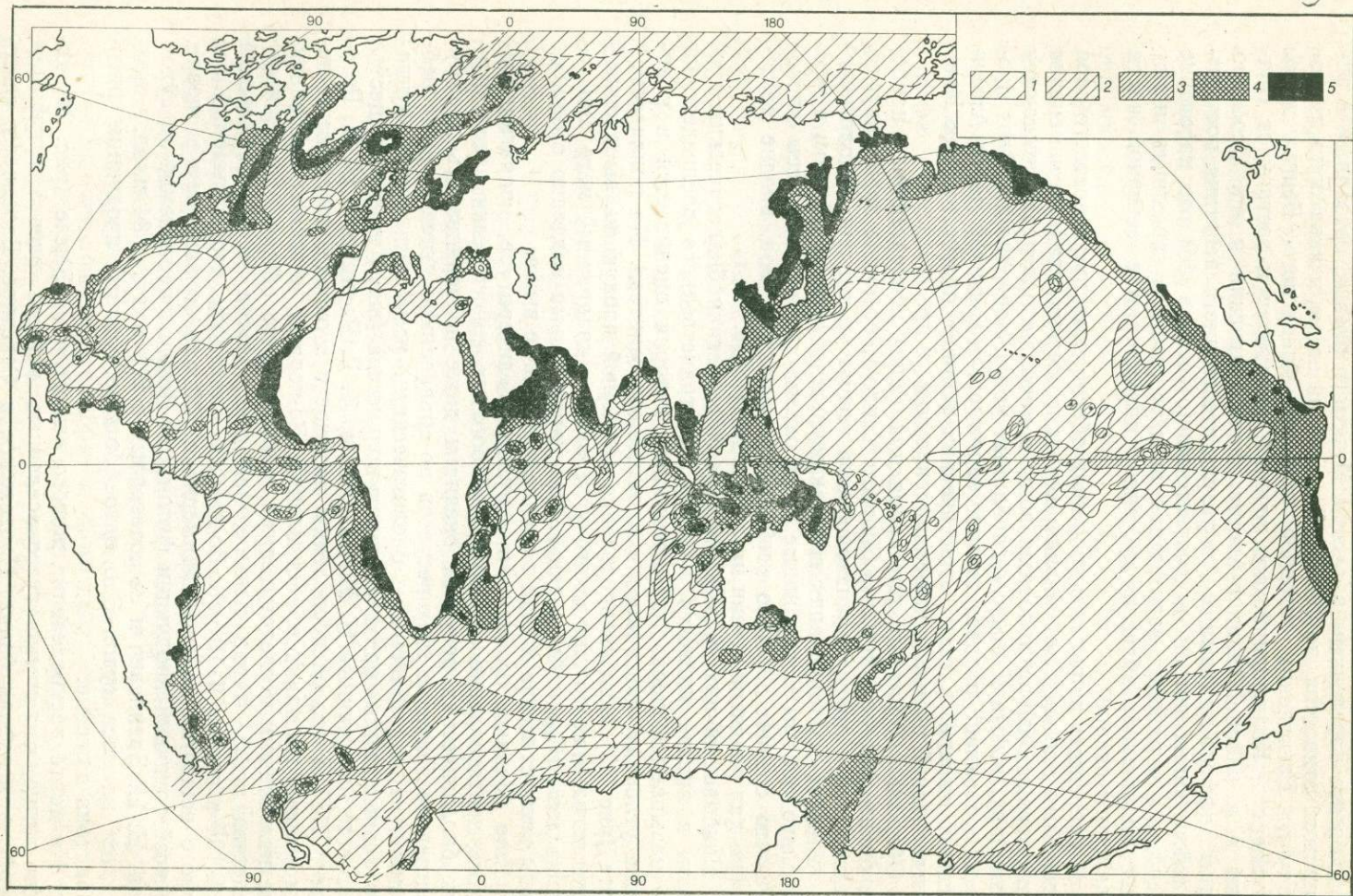


Рис. 23. Распределение первичной продукции в Мировом океане (по О. И. Кобленц-Мишке, В. В. Волковинскому и Ю. Г. Кабановой, 1970):
 1 — меньше 100 С мг/м² в день; 2 — от 100 до 150; 3 — от 150 до 250; 4 — от 250 до 500; 5 — больше 500 С мг/м² в день

населения, как пустыни и полупустыни суши, т. е. наименее населенные ее районы (порядка 0,2—1,2 кг/м² биомассы в сыром весе). И только биомасса коралловых рифов может достигать 10 кг/м², что соответствует биомассе пампасов или сухих степей, но по площади коралловые рифы многократно им уступают. Заметим также, что при общей закономерности — широтной зональности распределения живого вещества на поверхности Земли — в океане в проявлении зональности есть значительные отличия от того, что наблюдается на суше. На суше наибольшее количество биомассы характеризует экваториальный пояс,

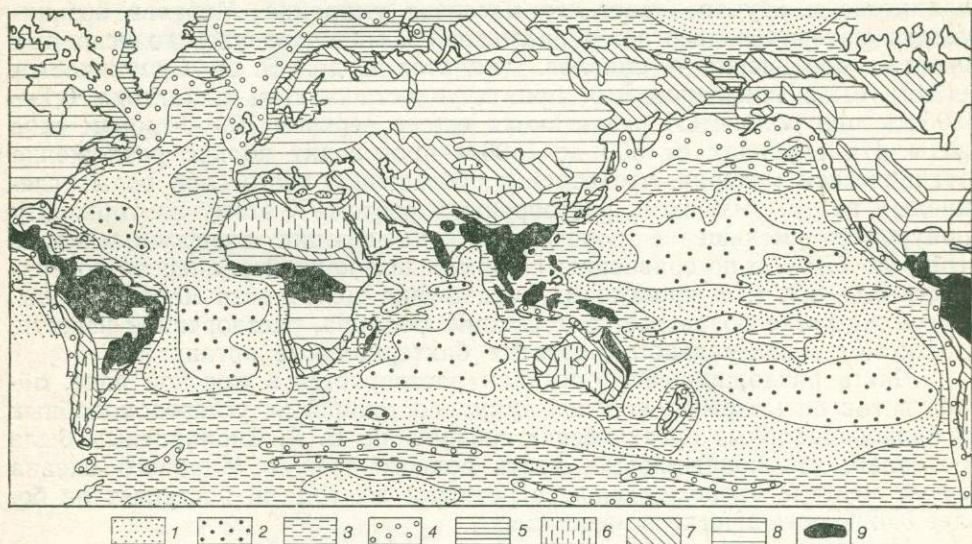


Рис. 24. Схема распределения живого вещества на Земле (по И. А. Суевой, 1976), биомасса в сыром весе в кг/м² в год.
Океан: 1 — менее 0,01; 2 — 0,01—0,03; 3 — 0,03—0,1; 4 — 0,1—0,5; 5 — более 0,5.
Суша: 6 — менее 0,6; 7 — 0,6—12,5; 8 — 12,5—125,0; 9 — более 125,0

в тропических поясах она резко сокращается и затем вновь возрастает в умеренных поясах, снова сокращаясь в полярных. Запасы биомассы в самых богатых и в самых бедных поясах на суше разнятся в 96 раз, в океане же нет столь резких различий между богатыми и бедными жизнью областями.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ОРГАНИЗМОВ НА ХИМИЗМ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Морские организмы, используя воды океана как среду обитания, активно влияют на ее газовый режим, солевой состав, усваивая или выделяя различные биогенные элементы. Так, растения, обитающие в Мировом океане, в ходе фотосинтеза ежегодно выделяют 36 млрд. т кислорода и потребляют 4 млрд. т азота, 1,2 млрд. т железа и 500 млн. т фосфора (Богоров, 1969). Некоторые из колониальных морских организмов, потребляя известь, растворенную в морской воде, строят из этого материала мощные сооружения — коралловые рифы или биогермы (последнее название более общее, так как рифостроителями могут быть не только кораллы, но и ряд других организмов). Многие животные и растения, усваивая известь или кремнезем, образуют покровы или скелеты, которые впоследствии, при отмирании организмов,

выпадают на дно морей и океанов, накапливаясь здесь в виде биогенных отложений. Ежегодно морские организмы изымают из кругооборота 1,36 млрд. т извести и 0,46 млрд. т кремнезема (Лисицын, 1974; Livingstone, 1963).

Главная роль в этом принадлежит планктонным организмам. Развитие планктона характеризуется периодами максимума, сменяемыми депрессиями. Эти максимумы называют *цветением планктона*. В периоды цветения планктона в верхнем слое воды происходит почти полное поглощение биогенных элементов, в особенности фосфора, железа, кремния, что в конечном счете ставит предел дальнейшему развитию планктона и обуславливает его массовое умирание. Мертвая органическая материя подвергается разложению, минерализуясь до исходных простых соединений — окислов, гидратов и др. Б. А. Скопинцевым (1949) было показано, что при крупности частиц планктона 0,1—0,05 мм они полностью разлагаются еще в верхнем 100-метровом слое воды. На глубинах от 500 до 1500 м происходит полное разложение органической материи, что ведет к обогащению этого слоя воды углекислым газом, аммиаком, растворенным азотом. К этому же горизонту приурочено уменьшение показателя концентрации водородных ионов (рН) до 7,4—7,6 по сравнению с нормальной концентрацией на поверхности 8,1—8,2, т. е. происходит уменьшение щелочности морской воды. Здесь же резко возрастает содержание фосфора, растворенной извести, достигают максимального развития бактериальные организмы.

Часть разложившейся органики растворяется в морской воде, образуя так называемый *морской гумус*, состоящий из углеводоподобных и белковоподобных органических соединений. Б. А. Скопинцевым было показано, что подавляющая часть водного гумуса Мирового океана имеет местное происхождение, с речными же водами поступает не более 0,02% органического вещества.

Некоторые морские организмы способны в огромных количествах концентрировать микроэлементы, содержащиеся в морской воде в совершенно ничтожных долях. Так, рыба губан концентрирует в своих тканях кобальт содержанием в 21 000 раз и серебро в 22 000 раз большим, чем их нормальная концентрация. Моллюск *Lingula* поглощает фтор, концентрируя его в своих раковинах в количествах, достигающих 1,5%. В значительном количестве фтор содержится также в эмали зубов рыб. Некоторые бурые и красные водоросли концентрируют до 0,4% иода, тогда как его обычная концентрация в морской воде 0,0004%. Крабы и морские звезды содержат медь в десятых долях процента. В тканях моллюска *Archidogis* отмечена высокая концентрация никеля (в 107 тыс. раз больше нормальной). Асцидии способны в больших количествах накапливать ванадий — до 1% от их веса.

Ранее мы уже упоминали об организмах-фильтраторах и грунтоедах. Знаменательно, что на больших глубинах, где питательные вещества в грунте находятся в очень рассеянном состоянии, видное место среди донного населения занимают голотурии, которые способны «прогонять» через себя особенно большие объемы донных грунтов.

Велико значение некоторых бентальных организмов в разрушении горных пород на морском дне. Эти животные называются *камнеточцами*. К ним относятся некоторые моллюски, губки, иглокожие. Одни из них, например моллюски *Barnea*, *Folas*, разрушают горную породу механически: прикрепляясь к поверхности, они придают своему телу вращательное движение и высверливают в породе ходы при помощи шипов, которыми снабжена их раковина. Другие, например губка *Cleona*, воздействуют на породу, выделяя органическую кислоту, быст-

ро растворяющую породу (обычно известняк). Пронизывая массой ходов породу, камнеточцы облегчают ее разрушение волнами и течениями, способствуя тем самым абразии и подводной эрозии.

БИОГЕОЦЕНОЗЫ МИРОВОГО ОКЕАНА

Термин «биогеоценоз» введен В. Н. Сукачевым в 1945 г. применительно к суше. Используя формулировки В. Н. Сукачева и сущность его определения биогеоценоза, можно предложить следующее определение океанического биогеоценоза.

Биогеоценоз в океане — это участок поверхности дна океана или водной толщи, в пределах которого биоценоз и отвечающие ему части внешних оболочек Земли (гидросферы, атмосферы, литосферы) остаются однородными, связаны однородными взаимодействиями и образуют единый взаимообусловленный комплекс.

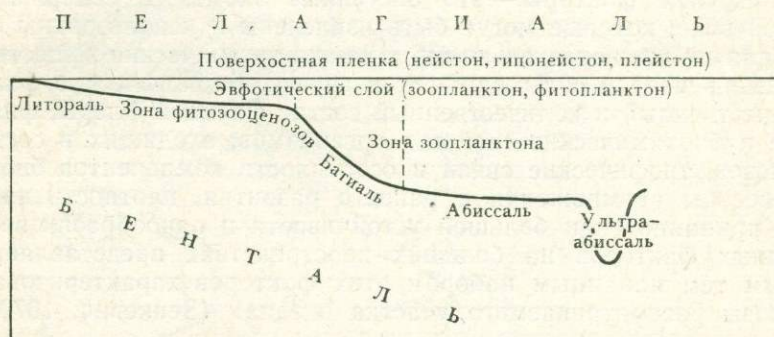


Рис. 25. Макробиогеоценозы в океане (по Л. А. Зенкевичу, 1970)

По существу к понятию биогеоценоз близко примыкает термин «экосистема» (Зенкевич, 1970). По определению К. Вилли (1959), *экосистема* — это естественная единица, представляющая совокупность живых и неорганических элементов, в результате взаимодействия которых создается стабильная система, характеризующаяся кругооборотом веществ, метаболизмом между живыми и неживыми компонентами этой системы.

Л. А. Зенкевич выделяет следующие макробиогеоценозы в Мировом океане. В пределах пелагиали прежде всего как биогеоценоз выделяется *поверхностная пленка воды*, населенная представителями нейстона, гипонейстона и плейстона. Далее идет *эвфотический слой* — продуцирующий слой, населенный фитопланктоном и сопровождающими его представителями других групп (зоопланктон, нектон). Под этим слоем идет *зона зоопланктона*, охватывающая большую часть водной толщи и, наконец, *придонный слой* (рис. 25).

В пределах баттали выделяется *биогеоценоз литорали*, характеризующийся растительно-животными сообществами, приспособленными к переменному режиму уровня моря и к условиям максимальной подвижности водной среды. Далее следует *зона фитоценозов*, соответствующая той части шельфа, которая лежит на глубинах, еще позволяющих селиться представителям фитобентоса. Она сменяется *батталью*, где растительность уже отсутствует, но населенность дна еще остается значительной, чему, очевидно, способствует подвижность вод, свойственная внешнему шельфу и материковому склону, облег-

чающая приток питательных веществ. Следующий макробиогеоценоз — это *абиссаль*, с ее редким бентальным населением, приспособленным к условиям большого давления, низких температур, с преобладанием организмов, питающихся грунтом, с бедным видовым составом. Наконец, особый биогеоценоз образует *ультраабиссаль* (гипабиссаль) — мир глубоководных желобов с крайне резко выраженной адаптацией очень немногочисленных представителей животного мира к наиболее тяжелым условиям жизни.

В целом формирование морских биогеоценозов, по Л. А. Зенкевичу, контролируется тремя группами факторов: косными, биокосными и биологическими. К косным факторам относятся условия освещенности, температура, газовый состав, соленость, плотность, давление воды, ее прозрачность, особенности циркуляции вод. Сюда же относятся физические и химические свойства грунта, а также «эффект гравитации». К этой же группе факторов мы относим рельеф дна.

Биокосные факторы — это биогенные элементы, содержащиеся в морской воде, которые могут быть извлечены и использованы организмами для их жизнедеятельности, а также органические вещества, растворенные в воде и содержащиеся в грунте. Биологические факторы — это качественный и количественный состав фауны и флоры, физиологические и биохимические свойства организмов, входящих в состав биогеоценозов, трофические связи и особенности компонентов биогеоценозов, способы размножения и раннего развития, плотность населения.

В принципе «при большой устойчивости и однообразии всех перечисленных факторов на больших пространствах представляется возможным тем или иным набором этих факторов характеризовать биогеоценозы рассматриваемого участка океана» (Зенкевич, 1970).

БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Органический мир, населяющий поверхностный слой воды и прибрежную часть морского дна, по своему флористическому и фаунистическому составу образует ряд *биогеографических областей*. Как замечает А. Г. Воронов (1963), отсутствие резких границ, непреодолимых преград и постепенность смены жизненных условий на поверхности Мирового океана «являются причинами того, что здесь ... области в значительной степени совпадают с определенными зонами или включают несколько зон». Биогеографические области в океане — это чрезвычайно крупные акваториальные единицы, далеко выходящие за пределы понятия «область» в его обычном географическом понимании.

В Мировом океане выделяют следующие биогеографические области: арктическую, северо-тихоокеанскую, северо-атлантическую, тропико-атлантическую, тропико-индо-тихоокеанскую и антарктическую (рис. 26). Каждая из них, в свою очередь, подразделяется на литоральную (прибрежную) и пелагическую подобласти.

Арктическая область характеризуется постоянно низкой температурой воды, ледовым покровом, относительно малой соленостью. Состав фауны и флоры здесь беден, а продуктивность организмов невелика. Только в летнее время у кромки льдов развивается обильный фитопланктон, соответственно возникают условия и для развития зоопланктона и других животных. В связи с этим у кромки льдов в это время много промысловой рыбы, появляются тюлени, китообразные, моржи, белые медведи и другие криофилы. Центральная часть этой области всегда покрыта льдами, для нее характерны наименьшие показатели

биологической продуктивности и наибольшая бедность видового состава.

Северо-атлантическая и северо-тихоокеанская, или бореальные, области в целом соответствуют субарктическим и умеренным условиям температур воздуха и воды. Растительный и животный мир гораздо богаче, чем в Арктической области, продуктивность его высока. Здесь сосредоточены важнейшие рыбопромысловые районы. Из рыб для северо-атлантической, или бореально-атлантической, области наиболее характерны треска, пикша, сайда, различные камбаловые, в более южных районах — губан, кефаль, султанка. Типичны крупные ракообразные — смары, лангусты, креветки. Из млекопитающих характерен тюлень-лысун, из птиц — чайка, кайры, гагары, чистики.

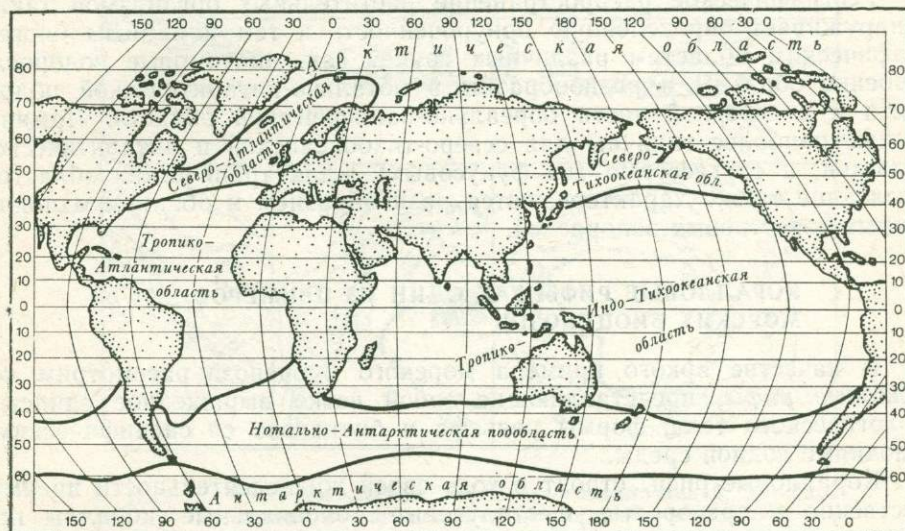


Рис. 26. Биогеографические области в Мировом океане (по А. Г. Воронову, 1963)

В северо-тихоокеанской, или бореально-пацифической, области важнейшее промысловое значение имеют лососевые рыбы, дальневосточная сардина, а из беспозвоночных — камчатский краб. Характерными млекопитающими в этой области являются морской котик, сивуч, калан, китообразные. Из птиц наиболее распространены различные чистиковые.

Тропико-атлантическая и тропико-индо-тихоокеанская области имеют сходные природные условия, определяемые их тропическим положением: постоянно теплыми водами, хорошей освещенностью. Здесь в наибольшей степени проявляется различная плотность заселенности прибрежных вод и пелагиали, особенно тех ее частей, где господствует антициклональная циркуляция, обуславливающая опускание вод. Плотность населения здесь ниже, чем в бореальных областях, за некоторым исключением, но видовой состав жизни наиболее разнообразен. Из рыб характерны различные акуловые, скаты, летучие рыбы, сростночелюстные (еж-рыба), тунцы и др. Только в пределах этих областей развиты колониальные кораллы, создающие специфические литоральные биоценозы. Особенно характерны они для индо-тихоокеанской области.

Из млекопитающих в тропико-индо-тихоокеанской области специфичны дюгонь, малый кашалот, дельфиновые; в тропико-атлантической — ламантины. Из птиц, характерных для обеих областей, следует назвать фаэтонов и фрегатов.

Обширная **антарктическая область** по природным условиям сходна с арктической в своей южной части (циркумполярная антарктическая подобласть) и с бореальными — в северной части (нотально-антарктическая подобласть). Среди рыб, имеющих промысловое значение, наиболее характерны нототениевые, из млекопитающих эндемичны южный и малый киты и некоторые виды ластоногих. Многие формы биполярны, т. е. встречаются и в северных атлантической и тихоокеанской областях, — ряд видов китообразных, многие рыбы (морской окунь, бычки и др.), многочисленные беспозвоночные.

Географическое распространение растительных организмов также обнаруживает определенную приуроченность к тем или иным биогеографическим областям различных групп. Так, диатомовые водоросли особенно обильны и разнообразны в нотально-антарктической подобласти и в северной части бореально-пацифической области. Ламинариевые наиболее типичны для северо-тихоокеанской и антарктической областей, а саргассовые (из фукусовых) — для тропических областей. Последние также характеризуются разнообразием и обилием одноклеточных известковых водорослей.

КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ КАК ОДИН ИЗ ПРИМЕРОВ МОРСКИХ БИОЦЕНОЗОВ

В качестве яркого примера морского биоценоза рассмотрим *коралловые рифы*, представляющие собой четко выраженное единство геологического тела, формы рельефа и биоценоза со специфическими условиями водной среды.

Коралловые рифы строят в ходе своей жизнедеятельности преимущественно мадрепоровые шестилучевые колоннальные кораллы при участии известковых водорослей и некоторых других организмов. Колонии живых кораллов образуют обычно ветвящиеся известковые постройки, состоящие главным образом из кальцита и арагонита. Они подвергаются разрушению волнами, течениями, некоторыми морскими организмами, которые питаются кораллами, в результате чего образуется различный обломочный материал. Этот материал цементируется в результате диагенетических и биологических процессов. Существенную роль в его цементации играют известковые водоросли, а также выпадение извести из взвеси и из растворов, циркулирующих в порах, трещинах, в промежутках между обломками. В конечном счете образуется *рифрок*, или коралловый известняк, — очень прочная, но сильно кавернозная горная порода, которая и слагает коралловый риф.

Различают четыре основных типа коралловых построек — окаймляющие, барьерные, кольцеобразные (атоллы) и внутрилагунные рифы (рис. 27).

Окаймляющие рифы представляют собой подводные известняковые террасы, присоединенные своей тыльной частью к берегу материка или острова. Если такой риф образуется в условиях постоянного уровня моря, то мощность его не может превышать 50 м, т. е. той величины, которая соответствует максимальной глубине моря, на которой могут селиться колониальные кораллы (см. ниже).

Активно растущей частью окаймляющего рифа является его фронтальная часть, или *внешний край рифа*. Он обращен к морю и распо-

ложен наиболее благоприятно, так как именно к нему поступают в первую очередь биогенные элементы из глубинных слоев воды и из открытого океана. Интенсивное перемешивание обеспечивает обилие кислорода в зоне внешнего края рифа. В 1980 г. В. Н. Космынин показал, что механизмом нарастания внешнего края рифа в сторону океана является образование гребней, или «шпор», ориентированных по нормали к простиранию внешнего края. Пространства между «шпорами» называют «каналами». Они зарастают по мере расширения шпор. Благодаря формированию шпор и каналов внешний край рифа обычно имеет специфическое «бахромчатое» расчленение. Более удаленные от внешнего края участки рифа заселены в меньшей степени, а на еще

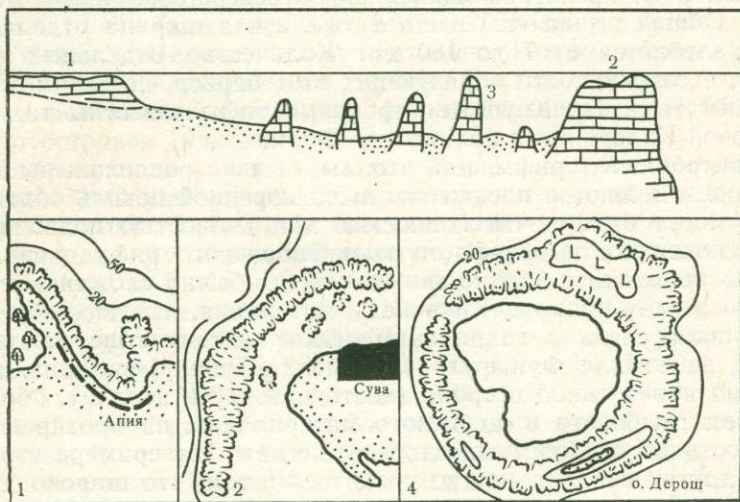


Рис. 27. Типы коралловых рифов: 1 — окаймляющий, 2 — барьерный, 3 — внутрилагунные рифы, 4 — атолл

более удаленных живые кораллы вовсе отсутствуют, и эти участки рифа представляют собой абразионную скалистую поверхность, постепенно погребаемую под рыхлым обломочным материалом. Ближняя к берегу часть рифа может испытывать также разрушение под действием растворения известняка речными и дождевыми водами. К тому же и опресняющее действие этих вод препятствует здесь поселению новых кораллов. Поэтому нередко широкие окаймляющие рифы вблизи берега имеют четко выраженные продольные понижения — так называемые «бот-ченнелс», т. е. «проходы для шлюпок».

Поверхность рифа называется рифовой платформой, или *риф-флетом*. Здесь преобладают глубины в несколько метров, часто лишь немного больше амплитуды прилива. Отдельные участки риф-флета могут осыхать при отливе. Обычно это накопления обломочного материала — *рифовые отмели* (сэнд-кей). Вблизи внешнего края на поверхности рифа всегда выражено валообразное повышение — *коралловодородослевый вал*, образующийся в результате накопления крупных обломков кораллового известняка, выламываемых волнами из внешнего края рифа и цементируемых известковыми водорослями.

Барьерный риф, в отличие от окаймляющего, отделен от острова или материка более или менее широким пространством мелководья и не имеет непосредственного контакта с берегом. Акватория между ри-

фом и берегом называется коралловой лагуной. Обычно барьерный риф состоит из ряда отдельных сегментов, разделенных более или менее глубокими проходами. Как и на окаймляющем, на барьерном рифе активно растущая часть — это внешний край, за которым в сторону суши простирается риф-флет, но его лагунный край тоже может быть заселен кораллами. Иногда отдельные сегменты барьерного рифа приобретают неправильную кольцеобразную форму, напоминая атоллы. Внутри лагуны также имеются многочисленные коралловые постройки — это *внутрилагунные рифы*. На поверхности платформы барьерного рифа могут образовываться отмели и острова.

Наиболее крупным сооружением этого рода является Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль северо-восточного берега Австралии. Общая длина его около 2 тыс. км, а ширина отделяемой им лагуны колеблется от 7 до 180 км. Количество отдельных рифовых построек, в совокупности образующих этот барьер, по-видимому, равно нескольким тысячам. Крупные барьерные рифы известны также у берегов Новой Каледонии и архипелага Фиджи.

Кольцеобразные рифы, или **атоллы**, обычно расположены в открытом океане и являются насаженными на коренной цоколь образованиями. Они могут быть почти полностью или полностью подводными, но чаще на поверхности риф-флета кольцеобразного рифа располагается большее или меньшее количество островов, обычно сложенных рыхлым обломочным материалом. Крупность материала, слагающего острова, обнаруживает связь с гидродинамической активностью прилегающих вод. Так, на атолле Фунафути (архипелаг Тувалу) острова, расположенные на наветренной стороне (восточная часть атолла), образованы скоплением глыбового и щебневого материала, а на противоположной стороне острова сложены коралловым песком. На примере этого и некоторых других атоллов можно убедиться в том, что широко распространенное убеждение о наибольшем росте атоллов с наветренной стороны ошибочно. Обычно здесь кольцевой барьер имеет наименьшую ширину, а заселенность его внешнего края гораздо меньшая, чем на подветренной стороне, не подвергающейся столь разрушительному воздействию волн и прибоа.

Внутрилагунные рифы имеют довольно разнообразную форму. Одни из них образуют как бы небольшие коралловые плато (такие формы в английской литературе обычно называют *patches*), с несколько приподнятыми краями за счет сформированного здесь коралловодородослевого вала, иногда на них насажены насыпные островки. Другие имеют вид неправильных пирамид с очень крутыми склонами (порядка 45—60°) или суживающихся кверху столбов с небольшой уплощенной вершиной. В английских и американских работах они получили название *pinacles* или *knolls*. Третьи имеют вид узких, нередко извилистых гряд (*ridges*). Причины, обуславливающие ту или иную форму внутрилагунного рифа, неясны, но можно предполагать, что внутрилагунные рифы типа *patches* образуются благодаря слиянию нескольких близко расположенных друг к другу *knolls*. Внутрилагунные грядовые рифы на шельфе Кубы, по мнению В. П. Зенковича, образовались благодаря поселению рифообразующих кораллов на илистых аккумулятивных грядах, образованных приливными течениями.

Дно лагун между внутрилагунными рифами обычно выстлано рыхлыми отложениями. Это или коралловый детрит разной степени измельченности, вплоть до илов, или скопления скелетных остатков известковой водоросли халимеды, имеющих вид округлых известковых пластинок или чешуек.

Приведем некоторые морфологические показатели атоллов. Известны атоллы, имеющие до 100 км в диаметре (атолл Меньшикова, некоторые атоллы Мальдивского архипелага), но чаще их поперечник измеряется несколькими километрами или несколькими десятками километров. Высота островов обычно не превышает 4—5 м над уровнем океана. Глубина в лагунах чаще около 50 м, но нередко меньше — порядка 20—10 м. Поразительна огромная мощность коралловых известняков, слагающих кольцеобразные и, по-видимому, также барьерные рифы. Результаты бурения на атолле Эниветок, где скважиной было вскрыто базальтовое вулканическое основание, показали, что мощность таких известняков может достигать 1300 м, а по данным геофизических работ на атолле Бикини — даже более 2000 м.

Известны поднятые древние атоллы. Таковы, например, острова Науру и Ошен в Меланезийской котловине Тихого океана. Известны и погруженные на значительную глубину атоллы, которые, по-видимому, также реликтовые (например, банки Тускарора и Робби к юго-востоку от островов Тувалу).

Рифообразующие кораллы — мельчайшие существа из типа кишечнополостных. Как уже упоминалось, они живут в симбиозе с одноклеточной водорослью *Zooxantella*, поселяющейся в их гастральной полости и, по-видимому, играющей важную роль в их жизнедеятельности.

Известно около 5 тыс. видов рифообразующих кораллов, но основную массу составляет всего лишь 15—20 видов. Наиболее многочисленны из них *Acropora* (всего 50—60 видов, но главных рифообразующих 3—4 вида), затем следуют *Pocillopora* (3 вида), *Porites* (3 вида), *Favia* (4—5 видов), *Millepora* (2 вида). Все это мадрепоровые шестилучевые кораллы. Кроме них, рифостроителями могут быть некоторые восьмилучевые кораллы — *Tubipora*, *Helipora*, несколько видов гидрокораллов, моллюски *Vermetidae*, мшанки и известковые водоросли.

Рифообразующие кораллы очень требовательны к жизненным условиям. Это теплолюбивые организмы, они не переносят температуру воды ниже 18° или выше 35°, нуждаются в нормальной солености (не ниже 27‰ и не выше 40‰). Приток пресной воды для них губителен. Известен, например, случай массовой гибели кораллов в Паго-Паго (Самоа) в результате сильного тропического ливня, вызвавшего кратковременное опреснение прибрежных вод. Повышенная мутность, по-видимому, также для кораллов неблагоприятна. Вследствие симбиоза с зооксантеллой, они нуждаются в хорошей освещенности, и на глубинах более 50 м уже не выживают.

Отмечается определенная специализация коралловых полипов, выражающаяся к приуроченности одних видов к внешнему краю рифа, других — к прибрежной полосе, третьих — к лагунному краю рифа, четвертых — к внутрилагунным рифам, а также к разным глубинам внутри этих зон. Так, Дж. Шевалье отмечает совершенно определенное распределение различных видов кораллов на одном из обследованных им внутрилагунных рифов атолла Муруроа (о-ва Таумоту) в зависимости от морфологии поверхности рифа и глубины над ним.

Кроме рифообразующих кораллов, на коралловых рифах всегда присутствуют так называемые «мягкие кораллы» (горгонарии, альционарии), которые поселяются обычно на участках риф-флета, где нет рифообразующих живых кораллов.

Мелководные участки риф-флета, покрытые слоем рыхлых отложений, нередко заселяются «морской травой» — талассией (или посеидонией), а ближе к берегу, в полосе осушки — мангровыми. Из последних наибольшим распространением пользуются ризофоры, бруньеры и

авиценнии, представляющие довольно крупные деревья или высокий кустарник. Характерным приспособлением мангровых являются дыхательные корни, образующие вместе с ветвями очень сложные переплетения.

Кроме этих растений и различных водорослей, а также самих коралловых полипов, в биоценозе кораллового рифа важную роль играют многочисленные роды и виды других животных организмов. Воды коралловых рифов имеют свое зоопланктонное население, которое служит продуктом питания для кораллов и которое привлекается в коралловые воды обилием питательных веществ, связанным, в частности, и с жизнедеятельностью кораллов. Значительную часть планктона составляют также личинки и икра рыб и других животных «рифолюбов».

Наиболее видное место среди рифолюбов занимают рыбы. Большинство их имеют плоскую форму тела и пеструю окраску, причем они не боятся стрекательных аппаратов, которыми снабжены многие кораллы. Плоская форма позволяет этим рыбам достигать большой маневренности при передвижении между «кустами» и «ветвями» кораллов, быстро прятаться в трещинах и кавернах в коралловом известняке. Особенно многочисленны виды мелких рыбок, имеющих размеры всего в несколько сантиметров. Но имеется немало и крупных рыб, причем таких, для которых кораллы являются основным продуктом питания. Такова, например, рыба-попугай, получившая свое название за полосатую зелено-коричневую яркую раскраску. Батрахус («морская лягушка») — также крупная рыба, присущая только коралловым водам, отличается мимикрийной окраской, под цвет живых колоний кораллов. Очень интересна своими защитными приспособлениями рыба иглобрюх, или диодон. В случае опасности, она раздувается, принимая форму шара, сплошь покрытого торчащими во все стороны иглами.

Многие рыбы, в том числе большинство мелких коралловых рыбок, питаются мертвыми полипами, выполняя таким образом роль санитаров. Огромная продуктивность кораллового биоценоза обуславливает и обилие продуцируемой мертвой органики, и постоянное удаление ее имеет важное значение для нормальной жизнедеятельности кораллов и других организмов, живущих в коралловых водах. Обилие пищи в коралловом биоценозе привлекает сюда и хищников. Здесь всегда много акул, заплывают скаты. Большие запасы пищи в коралловых лагунах манят также дельфинов, часто посещающих их воды.

Очень богат бентос коралловых рифов. Здесь в изобилии представлены различные моллюски, в том числе необычайно красивые крупные мурексы, оливы, ламбдисы, разнообразные тридакны. Некоторые из тридакн достигают гигантских размеров: известны случаи находок тридакн до 300 кг весом и до 2,5 м в окружности. Очень разнообразно представлены иглокожие, в особенности много видов морских звезд и голотурий. Из морских звезд можно, в частности, назвать «терновый венец» — *Acanaster*, питающийся кораллами и производящий благодаря своей прожорливости настоящие опустошения на коралловых рифах. На атоллах Тихого океана многочисленны также очень нарядные ярко-оранжевые звезды. Голотурии чаще всего встречаются на песчаных участках рифовой платформы: коралловый песок представляет для них материал, из которого они, многократно его перемалывая, извлекают питательные вещества. В лагуне атолла Бутаритари мы наблюдали настолько плотное сосредоточение голотурий на одном из участков песчаной отмели, что при передвижении невозможно было не наступать на них. Губки, черви, гидроиды также представлены на коралловых рифах многими видами и в больших количествах.

Коралловые рифы разрушаются не только организмами, поедающими полипы, но также различными камнеточцами, высверливающими свои норы в уже мертвой породе. К числу таких сверлильщиков относятся некоторые моллюски — литофагус, несколько видов тридакн, губки (Слеопа и др.), черви. Энергично воздействуют на коралловый известняк морские ежи, вырабатывая при помощи имеющихся у них долотовидных зубов норы и углубления в породе.

Мы попытались показать, что все организмы, населяющие коралловый риф, тесно связаны в своей жизнедеятельности друг с другом и с неорганическими компонентами биогеоценоза. Здесь как бы в концентрированной форме получили свое выражение взаимодействие и взаимообусловленность между отдельными компонентами живой и неживой природы, т. е. то, что и характеризует биогеоценозы или экосистемы.

Глава 5

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

ПОСТУПЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

На дне морей и океанов формируется толща отложений, состоящих из частиц различного происхождения. Значительная часть их поступает в Мировой океан с суши — в результате выноса аллювия реками, а также благодаря разрушительной деятельности ледников, ветра, размыва берегов волнами. Такой материал, образующийся при разрушении горных пород, слагающих сушу, называется *терригенным*. Значительную часть осадочного материала поставляют вулканы, главным образом в виде вулканического пепла. Такой материал называют *вулканогенным*, или *пирокластическим*. Много осадочных частиц образуется непосредственно в морях и океанах как результат отмирания различных морских организмов, главным образом планктонных, и выпадения в осадок их нерастворимых остатков. Этот осадочный материал называют *биогенным*.

Часть осадочного материала возникает вследствие химического (или биохимического) выпадения тех или иных солей из раствора, каковой представляет собой морская вода, или химических процессов, происходящих на морском дне. Такие осадочные частицы называют *хемогенными*, или *аутигенными*. Наконец, небольшое количество твердых частиц, из которых формируются донные осадки, образуется при сторании метеоритов или болидов в земной атмосфере. Это — космическая пыль.

Приблизительная оценка поступления осадочного материала за счет различных источников дана в табл. 8. Особенностью морского осадкообразования является то, что лишь часть поступающего в течение года материала отлагается на дне. Большая же его часть пребывает во взвешенном состоянии в морской воде годы и даже десятилетия. По подсчетам А. П. Лисицына, в бассейне Мирового океана одновременно находится около 1370 млрд. т взвеси, что при указанной выше величине поступления осадочного материала в океан дает величину среднего пребывания осадочных частиц в состоянии взвеси около 60 лет. Еще дольше, и далеко не полностью, выпадает в осадок растворенный сток. Значительная часть выносимого реками материала накапливается в береговой зоне в виде наземных аккумулятивных

Таблица 8

Поступление осадочного материала в океан, млрд. т/г

Факторы поступления осадочного материала	Количество	Автор
Твердый сток рек	18,3	Л. Г. Бондарев, 1974
Растворенный сток рек	1,2	А. П. Лисицын, 1974
Твердый сток ледников	1,2	А. П. Лисицын, 1974
Эоловый принос	2,0	Л. Г. Бондарев, 1974
Абразия	0,9	Л. Г. Бондарев, 1974
Вулканы	1,7	Л. Г. Бондарев, 1974
Биогенный материал (известь, кремнезем) .	1,8	А. П. Лисицын, 1974
Всего:	27,3	

форм — дельт, а также различных кос, пересыпей и др. и таким образом может принимать лишь ограниченное участие в донном осадкообразовании. Из этого материала формируется особый вид морских отложений — *морские наносы*, характеризующие береговую зону морей и океанов.

ТИПЫ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Морские отложения, образующиеся в результате сложного процесса разноса, дифференциации и аккумуляции осадочного материала на дне морей и океанов, можно классифицировать по крупности составляющих их частиц (табл. 9). В отечественных сводках (Лисицын, 1974; Атласы океанов, 1975, 1977) в качестве классификационных признаков используются размер преобладающих частиц и так называемый *ме-*

Таблица 9

Классификация морских отложений по гранулометрическому составу (Безруков, Лисицын, 1960)

Группы осадков	Типы осадков	Размер преобладающих частиц, мм	Медианный диаметр, мм
Грубообломочные (псефиты)	глыбы	>1000	
	валуны крупные	1000—500	
	средние	500—250	
	мелкие	250—100	
	галечники крупные	100—50	
	средние мелкие	60—25 25—10	
	гравий крупный	10—5	
	средний	5—2,5	
	мелкий	2,5—1	
Песчаные осадки (псаммиты)	пески крупные	1,0—0,5	1—0,5
	средние	0,5—0,25	0,5—0,25
	мелкие	0,25—0,1	0,25—0,1
Алевритовые осадки (алевериты)	алевериты крупные	0,1—0,05	0,1—0,5
	мелкоалеверитовые илы	0,05—0,01	0,05—0,01
Глинистые осадки (пелиты)	алеверито-пелитовые илы	<0,01 (50—70%)	0,01—0,007
	пелитовые илы	<0,01 (>70%)	<0,007

дианный диаметр. Частицы определенной градации крупности (определяемой величиной диаметра зерна) называются *фракциями гранулометрического состава*. Для нахождения величины медианного диаметра сначала определяют весовое содержание отдельных фракций, а затем составляют кумулятивный график гранулометрического состава и по нему определяют медианный диаметр. Принцип нахождения ясен из графика, изображенного на рис. 28.

Неокатанные обломки, соответствующие по крупности галечникам, называются *щебнем*, гравию — *хрящом*, крупному песку — *дресвой*.

Морские отложения классифицируются также по их генезису и вещественному составу (табл. 10). По различным градациям определяющего компонента выделяют слабоизвестковистые (10—30%), известковистые (30—50%), сильноизвестковистые (>50%), слабокремнистые (10—30%), кремнистые, сильнокремнистые отложения.

Терригенные отложения обычно классифицируют по гранулометрическому составу. Кроме того, как особую разновидность терригенных отложений выделяют *айсберговые* отложения (Лисицын, 1961). Они образуются из осадочного материала, выпадающего на морское дно при таянии айсбергов, и наиболее характерны для антарктических вод Мирового океана. Айсберговые осадки отличаются очень низким со-

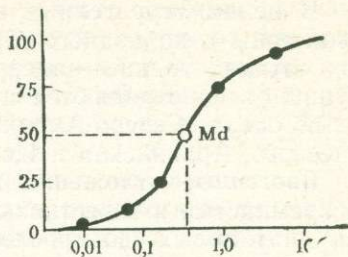


Рис. 28. Определение медианного диаметра осадка, по В. Крумбейну

Таблица 10

Классификация морских отложений по генезису и вещественному составу («Осадкообразование в Тихом океане», 1970)

Группы осадков	Тип осадков	Содержание определяющего компонента
1. Терригенные (обломочные и глинистые)		
2. Биогенные (органогенные)	Кремнистые а) диатомовые б) диатомово-радиоляриевые в) губковые	более 10%
	Карбонатные а) фораминиферовые и кокколито-фораминиферовые б) птероподово-фораминиферовые в) кораллово-водорослевые г) ракушечные	более 10%
3. Пирокластические (вулканогенные)		
4. Полигенные	Глубоководная красная глина	
5. Аутигенные	Глауконитовые Оолитовые Железо-марганцевые конкреции	более 50% более 30% более 10%

держанием извести, органического углерода, плохой сортировкой и разнообразием гранулометрического состава. Особо выделяются также терригенные отложения Северного Ледовитого океана, образующиеся

из осадочного материала, выносимого реками, с примесью ледового минерального материала, поступающего с айсбергами, речными льдами и льдами «берегового припая». Особую группу отложений образуют *турбидиты* — осадки мутьевых потоков, большей частью также имеющие терригенный состав.

В целом терригенные отложения наиболее характерны для береговой зоны и подводных окраин материков (см. рис. 29), но в некоторых случаях тонкие — алевритовые и пелитовые — осадки терригенной группы распространяются и в пределах ложа океана (Северный Ледовитый океан, Северо-Американская и Аргентинская котловины Атлантического, Аравийская и Центральная котловины Индийского океанов).

Биогенные отложения по вещественному составу подразделяются на кремнистые и известковые. *Кремнистые* отложения состоят из остатков диатомовых водорослей, кремнежгутиковых (силикофлагеллят), радиолярий и кремневых губок. Наиболее распространены среди них и наиболее богаты по содержанию аутигенного (биогенного) кремнезема *диатомовые* отложения. Основной пояс их развития — приантарктические воды Мирового океана с внешней стороны пояса распространения айсберговых отложений. Это преимущественно пелитовые или мелкоалевритовые илы, очень мягкие, при большом содержании панцирей диатомовых водорослей (количество которых достигает 400 млн. створок на 1 г осадка) белесово-зеленоватые или желтоватые. Другой пояс диатомовых илов распространен в северной части Тихого океана, в Беринговом и Охотском морях, но здесь в них высока (до 60—65%) примесь терригенного материала. Отдельные пятна диатомовых илов, сформировавшихся из панцирей относительно крупных диатомовых водорослей — этмодискусов, известны также на больших глубинах (более 5 тыс. м) в некоторых котловинах тропического пояса Тихого океана.

Более широко распространены в тропическом поясе Тихого и Индийского океанов *диатомово-радиоляриевые* отложения. Это преимущественно пелитовые илы со значительной примесью терригенного глинистого материала. *Кремнегубковые* отложения чаще всего встречаются на шельфе Антарктики, известны также в Охотском море. Они, как это следует из их названия, состоят из скоплений обломков «стеклянных» губок, нередко выражены песками.

Карбонатные отложения делятся на ряд типов. Наиболее распространенными по площади являются *фораминиферово-кокколитовые* и *фораминиферовые* илы. Типичный фораминиферовый ил содержит до 99% извести. По гранулометрическому составу это алевритовый или пелитовый осадок, в некоторых случаях — песок, состоящий из раковин донных (бентосных) фораминифер. Основную часть этих илов составляют раковинки планктонных фораминифер, в особенности глобигерин и родственных им групп, а также известковые пластинки покровов кокколитофорид — планктонных известковых водорослей. При значительной примеси раковин планктонных моллюсков птеропод выделяют *птероподово-фораминиферовые* отложения, которые в отличие от предыдущих имеют более крупный медианный диаметр и характеризуются преобладанием алевритовой фракции.

К известковым (карбонатным) отложениям относятся также различные *кораллово-водорослевые* осадки. Мы уже знаем, что в строительстве коралловых рифов, наряду с полипами, важную роль играют известковые водоросли, вместе с ними создающие массивную осадочную породу — коралловый известняк. За счет разрушения известняка, а также самих кораллов, образуются разнообразные обломочно-коралловые осадки — щебень, гравий, галька, коралловые пески, илы. В ко-

ралловых лагунах нередко из отмерших известковых водорослей формируется так называемый халимедовый песок («Геогр. атолл», 1973). Таким образом, современное наименование — «кораллово-водорослевые осадки» — более полно характеризует происхождение этих отложений, нежели старый термин — «коралловые отложения».

Ракушечные карбонатные отложения распространены исключительно в береговой зоне и на шельфе. Обычно различают несколько разновидностей ракушечных отложений, в зависимости от степени дробления и волновой обработки раковин. Скопления цельных раковин называют *ракушей*, битых — *ракушечным детритом*, если мелкие обломки раковин окатаны, то образуются *ракушечные пески*. Они наиболее типичны для прибрежных зон морей умеренного и субтропического поясов. Из наших внутренних морей, в которых ракушечные осадки широко распространены, следует назвать прежде всего Каспийское и Азовское моря.

Пирокластические отложения. Вулканизм, как видно из табл. 8, представляет собой один из важнейших источников поступления в океан осадочного материала. В непосредственной близости от вулканов образуются скопления почти «чистого» пирокластического материала, главным образом песчаного или даже более грубого. Ю. А. Павлидисом (1968) описаны разнообразные типы морских наносов, образованных пирокластическим материалом. Но в большинстве своем вулканогенный материал подвержен очень широкому рассеиванию и образует примеси к другим генетическим типам осадков. Вулканогенные пески обычно характеризуются высоким содержанием глубинных материалов и вулканических стекол. Среди вулканогенных отложений особо выделяют *палагонитовые* осадки (по основному компоненту — палагониту), представляющие собой комплекс минеральных зерен, свойственных базальтам и туфам, обогащенных водой. Обычно это туфы или туфобрекчии, реже — неконсолидированные пески, алевриты, иногда с содержанием вулканогенных компонентов до 90—95%.

К вулканогенным осадкам целесообразно отнести и осадки глубинных, сильно соленых и высокотемпературных подводных источников, типа «горячих ключей» (hot brines) Красного и Мертвого морей. В частности, близ выходов горячих источников в Красном море формируются сильно железистые осадки, характеризующиеся также аномально высоким содержанием свинца и некоторых других цветных металлов.

К группе **полигенных осадков** относят один тип донных отложений — *глубоководную красную глину* — глубоководный осадок пелитового состава, коричневого или кирпично-красного цвета. Эта окраска обусловлена высоким содержанием полуторных окислов железа и марганца. Важнейшими минералогическими компонентами красных глин являются глинистые минералы — монтмориллонит, гидрослюды, а также хлорит. Видная роль принадлежит также тонкодисперсному вулканогенному материалу (вулканические стекла, плагиоклазы), тонким кварцевым частицам, а также цеолитам — сложным водным алюмосиликатам, образующимся в результате глубоких изменений вулканогенного материала. Иногда цеолиты составляют до 50% состава красной глины.

В красных глинах всегда присутствуют кремнистые биогенные остатки (диатомовые, радиолярии и др.), зубы хищных рыб, космическая пыль в виде хондритовых или железных шариков. По-видимому, значительную часть глинистого материала в красных глинах образует «терра-росса» — нерастворимый минеральный остаток, выделившийся при растворении известковых раковинок фораминифер и других из-

вестковых организмов (Лисицын, 1974). Это удивительное многообразие материала, из которого формируются красные глины, не позволяет отнести их к какой-либо ранее описанной группе осадков и дает основание для выделения особой группы полигенных осадков.

Одной из отличительных особенностей красных глин является их приуроченность к участкам дна, лежащим на глубинах более 4500 м, по преимуществу близких к 5000 м и более. Эта особенность связана с глубинным положением *уровня карбонатной компенсации* (УКК), т. е. с глубиной, предельной для распространения карбонатных отложений. На большей глубине происходит полное растворение карбонатных частиц, вследствие чего здесь накапливаются не карбонатные осадки, а различные нерастворимые компоненты, из которых и формируются красные глины.

Из **аутигенных отложений** упомянем прежде всего карбонатные *оолитовые* и родственные им осадки. Оолиты — мельчайшие шарики извести, образующиеся в результате химического выделения извести из раствора. Необходимым условием для образования оолитов является перенасыщение поверхностного слоя воды CaCO_3 . Поскольку содержание свободного CO_2 , определяющего переход карбоната в бикарбонат, в теплой воде меньше, чем в холодной, условия насыщения воды известью достигаются только в теплых морях. Оолитовые пески характерны для береговой зоны Каспийского и Аральского морей, Персидского залива. Перенасыщены известью теплые воды Багамского района Атлантики. Здесь при участии организмов (главным образом известковых водорослей) в изобилии выпадают в осадок кристаллы арагонита, образующие в своей массе карбонатные хемогенные осадки Багамских банок.

К этой же группе относятся *глауконитовые пески и илы* — осадки различного состава с заметной примесью глауконита — специфического минерала вторичного генезиса, образующегося исключительно в морской среде.

Аутигенными осадочными образованиями являются также *железо-марганцевые конкреции* — стяжения гидроокислов железа и марганца с примесью различных других соединений, встречающиеся как включения в красных глинах, реже в других глубоководных отложениях, и местами образующие очень большие скопления. Конкреции имеют обычно неправильную сфероидальную форму, размеры их варьируют в пределах 1—25 см в поперечнике, но в некоторых случаях были встречены очень крупные конкреции, например, одна из поднятых со дна Филиппинской котловины имела вес до 850 кг (Мего, 1965).

Марганец и железо приносятся в океан реками, а также глубинными водами, выделяющимися из недр Земли при вулканических извержениях, и гидротермами. Гидроокислы этих элементов находятся в воде в виде коллоидальных хлопьев, которые, благодаря высокой сорбционной способности, при медленном опускании на дно, захватывают рассеянные в морской воде элементы — кобальт, никель, молибден, медь, свинец и др. Достигнув дна, соли гидроокислов марганца и железа, обогащенные перечисленными элементами, медленно перемещаются под действием донных течений, пока не встретят какое-либо препятствие, которое может стать ядром кристаллизации. Полагают, что в процессе образования конкреций играют роль и бактерии, которые, усваивая органическое вещество, способствуют превращению гидратов в четырехвалентные нерастворимые окислы железа и марганца.

Особенности распространения основных типов донных отложений. В табл. 11 приведены площади распространения основных типов осад-

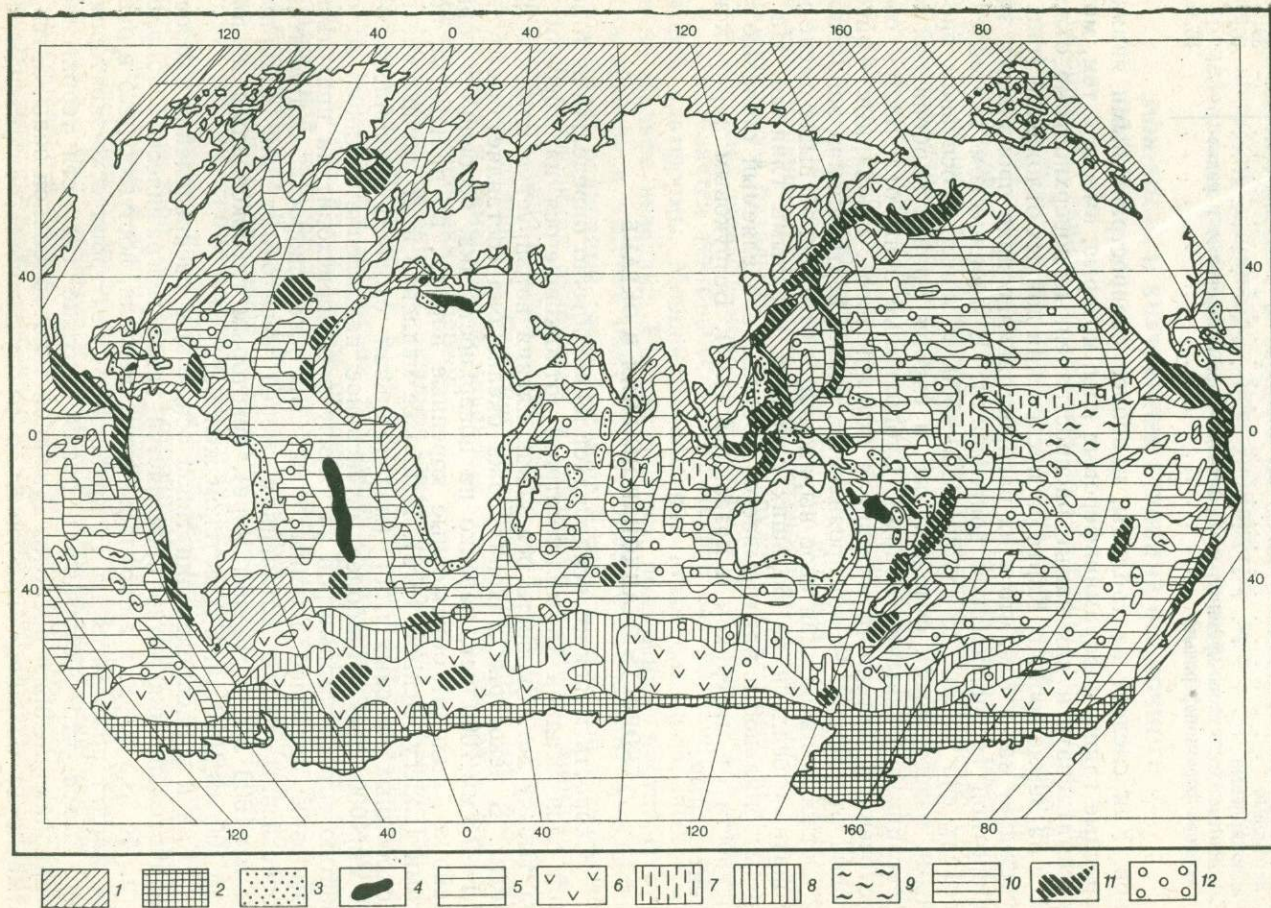


Рис. 29. Схематическая карта донных отложений Мирового океана (по О. К. Леонтьеву и М. В. Белодеденко, 1980):

1 — терригенные отложения (кроме айсберговых); 2 — айсберговые; 3 — ракушечные и коралловые; 4 — птероподовые; 5 — фораминиферовые; 6 — диатомовые; 7 — радиоляриевые; 8 — смешанные диатомофораминиферовые; 9 — смешанные радиоляриевофораминиферовые отложения; 10 — глубоководная красная глина; 11 — вулканогенные отложения; 12 — железомарганцевые конкреции

Распространение основных типов донных отложений в Мировом океане

Типы донных отложений	Площадь, млн. км ²
Терригенные, глауконитовые и пирокластические	68,1
Глубоководная красная глина	87,5
Фораминиферовые	140,7
Ракушечные, коралловые, оолитовые	7,3
Птероподовые	2,8
Диатомовые	29,3
Радиоляриевые	10,2
Смешанные, известково-кремнистые (диатомово-фораминиферовые и радиоляриево-фораминиферовые)	16,0

ков. Как следует из таблицы, наиболее распространенными являются красные глины и фораминиферовые илы, которые, вместе с тем, можно рассматривать и как самые распространенные поверхностные отложения на Земле вообще. Карта распределения донных отложений (рис. 29) убеждает нас в том, что в их распространении ярко проявляется закон широтной географической зональности. В тропическом и умеренном поясах дно океана до глубин 4500—5000 м занято в основном биогенными известковыми отложениями, а глубже уровня карбонатной компенсации — красными глинами. Субполярные зоны отличаются сосредоточением биогенного материала (кремнистого), а полярные — айсберговых отложений. Четко проявляется также вертикальная зональность, в частности находящая свое выражение в отмеченной выше смене карбонатных осадков на больших глубинах красными глинами. На эти виды зональности накладывается третий, определяемый степенью удаленности от материков и названный П. Л. Безруковым циркумконтинентальным.

СКОРОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ОКЕАНЕ

Скорость морского осадконакопления обычно определяется толщиной слоя осадков (в миллиметрах), отложившегося на морском дне за тысячу лет. Скорость осадконакопления варьирует в широких пределах. В некоторых районах ложа океана она составляет всего лишь 0,1—0,3 мм/1000 лет; нередко на поверхность дна, особенно в горных районах, выходят обнаженные коренные породы, не прикрытые осадками (Емегу, Ушупи, 1972). Наиболее медленно идет накопление глубоководных красных глин (максимальная скорость накопления — до 10 мм/1000 лет). Наиболее интенсивное накопление осадков, со скоростью сотен миллиметров за тысячу лет, происходит на приустьевых взморьях наиболее крупных рек. Высокие скорости седиментации свойственны также котловинам морей переходных зон (например, 40 мм/1000 лет в Черном море), некоторым глубоководным желобам (до 100 мм/1000 лет в Алеутском желобе).

Как и в распределении типов осадков, в распределении скоростей осадконакопления четко проявляется закон географической зональности. Из 18,3 млрд. т аллювиального материала, поступающего в океан, 7,4 млрд. т приходится на 16 крупнейших рек тропическо-экваториального пояса, что обеспечивает очень высокие скорости терригенного осадконакопления в пределах гумидной экваториальной зоны. Здесь же отмечается большая биологическая продуктивность, следствием чего

являются высокие скорости биогенного осадкообразования. С другой стороны, районы океана, прилегающие к аридным областям тропической зоны, отличаются крайне низкими скоростями осадконакопления. В гумидных областях умеренных зон скорости осадкообразования снова возрастают.

Широко распространенным было представление, что современная геологическая эпоха характеризуется повышенными скоростями осадконакопления. А. П. Лисицын (1974), обобщивший данные по скоростям седиментации в геологическом прошлом, выведенные по результатам глубоководного бурения, напротив, приходит к выводу, что скорости осадконакопления в верхнем мезозое, в палеогене и неогене в общем примерно одинаковы. Все упомянутые выше закономерности распределения скоростей осадкообразования в целом сохранились.

МОЩНОСТЬ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

Обобщения данных о мощности осадочного покрова сделаны А. П. Лисицыным (1974). Им составлены две карты мощностей осадочного покрова — по данным сейсмических исследований и по материалам глубоководного бурения. Первую следует считать более достоверной, поскольку при глубоководном бурении в большинстве случаев бурение заканчивалось при вскрытии скважиной базальтовой породы, что считалось признаком того, что осадочный покров пройден и достигнуто «океаническое основание». В действительности же обнаружение базальтов в забое скважины нельзя считать гарантией того, что под ними не продолжается разрез осадочного покрова. Известно несколько скважин, бурение которых не было остановлено в базальтах, и в этих скважинах под базальтами были обнаружены осадочные породы.

В пределах шельфа мощность осадочного покрова очень изменчива и определяется тектонической структурой затопленной части материковой платформы. Мощность новейших неконсолидированных осадков на шельфе невелика. На материковом подножии в противоположность шельфу и материковому склону отмечается мощный (несколько километров) осадочный слой. Большие мощности осадков установлены также в котловинах окраинных и средиземных морей. Минимальные мощности осадочного слоя характерны для котловин ложа океана, а также для склонов и некоторых вершин подводных гор. Особенно непостоянен и изменчив по мощности осадочный покров в пределах срединно-океанических хребтов.

Поскольку мощность осадков непосредственно связана со скоростью осадконакопления, в распределении мощностей осадочного слоя также проявляется широтная географическая зональность. Наиболее ярко выражено это в Тихом океане, где четко выделяются три зоны повышенной мощности осадочного покрова (более 1 км) — две в умеренных широтах и одна, наиболее значительная, вытянутая по экватору и четко выраженная в рельефе ложа восточной части Тихого океана в виде огромного вала протяжением более 4 тыс. км. Эти зоны разделены зонами пониженных мощностей (около 0,1—0,2 км), приходящимися на тропические и субтропические широты. Они наиболее четко выражены в восточной половине океана.

Из сказанного выше следует вывод, что по крайней мере на протяжении верхнего мезозоя и кайнозоя, условия, контролирующие осадкообразование в океане, были достаточно постоянными, что собственно обеспечивало сходство распределения скоростей осадконакопления и

распределения мощностей осадков на протяжении всего этого отрезка геологической истории. Это заставляет с осторожностью относиться к различным теоретическим построениям, в основе которых лежит идея о резких и быстрых изменениях геологической обстановки в Мировом океане.

О внутреннем строении осадочного покрова мы можем судить по результатам глубоководного бурения (Init. Reports, 1969—1979). Наиболее полные разрезы, вскрытые бурением, заканчиваются в верхней юре (рис. 30). Однако это не может служить основанием для довольно часто встречающегося утверждения о том, что самые древние осадочные породы в океане — верхнеюрские. Скважины, пробуренные в пределах ложа океана, по всему разрезу вскрывают осадки, образовавшиеся в условиях абиссальной седиментации, что указывает на постоянство абиссальных условий осадконакопления на протяжении десятков и даже первых полутора сотен миллионов лет. Характерна малая степень литификации осадков — практически осадки от плейстоценовых до олигоценовых включительно вообще не литифицированы. Исключения составляют маломощные, но чрезвычайно прочные прослойки «шерт» — кремней, которые, как полагают, образовались в результате диагенеза кремнистых биогенных осадков.

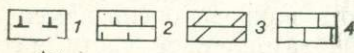
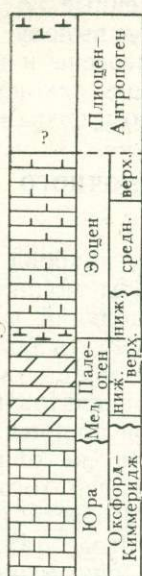


Рис. 30. Геологический разрез по скважине 401 (Бискайский залив):

1 — кокколитовый ил; 2 — кокколитовый мел; 3 — фораминиферовый мел; 4 — глубоководный известняк («Init. Reports of D. S. D. P.» vol. 48, 1979)

рывы в осадконакоплении, фиксируемые в скважинах, оказались более значительны, чем можно было предполагать.

В ряде скважин, пробуренных в котловинах ложа океана, под красными глинами или глубоководными терригенными отложениями, на глубине, значительно большей глубины УКК, были обнаружены древние карбонатные отложения. Поскольку нет убедительных данных в пользу того, что в геологическом прошлом глубина УКК должна была существенно отличаться от современного положения уровня карбонатной компенсации, такие явления могут рассматриваться как признак погружения или прогибания ложа океана на протяжении по крайней мере кайнозоя. Признаки погружения океанского дна отмечаются и по данным бурения в окраинных зонах океанов. Некоторые скважины обнаружили залегание мелководных осадков под современными батинальными или абиссальными отложениями, в ряде случаев

на больших глубинах были вскрыты эвапориты и солянокупольные структуры.

Скважины, пробуренные в антарктических водах, показывают, что морские ледовые осадки были здесь широко распространены еще в миоцене, а значительное наступление льдов произошло 4—5 млн. лет назад. Результаты бурения подтвердили также высказывавшиеся ранее предположения о широком распространении турбидитов в геологическом прошлом океана. Очень интересно установление больших мощностей осадков, представленных к тому же довольно полными разрезами карбонатных отложений, на некоторых океанических возвышенностях, например Шатского и Хесса в Тихом океане. Это указывает на длительность, стабильность существования названных возвышенностей, по крайней мере на протяжении верхнего мезозоя и в кайнозое.

Глава 6

ТИХИЙ ОКЕАН

Каждый из океанов наряду с чертами природы, объединяющими их в крупнейший планетарный природный комплекс — Мировой океан, отличается многими специфическими особенностями, и знакомство с этими региональными особенностями необходимо для более полного представления о Мировом океане. Наше региональное рассмотрение физической географии Мирового океана мы начинаем с Тихого океана, занимающего почти половину площади водной оболочки Земли и почти одну треть всей земной поверхности (рис. 31).

ВАЖНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДНА

Подводные окраины материков. Из четырех планетарных морфоструктур дна океана (см. гл. 1) в Тихом океане подводные окраины материков представлены в наименьшей степени и составляют лишь около 10% его площади, т. е. заметно меньше, чем в Атлантическом океане. Они достигают значительного развития только в окраинных морях — Охотском, Беринговом, Восточно- и Южно-Китайских, в области Индонезийского архипелага и у северного побережья Австралии, преимущественно за счет шельфа. В Беринговом море шельф имеет относительно выровненный рельеф, со следами затопленных речных долин и ледникового рельефа, в значительной степени выровненного позднейшей абразионно-аккумулятивной деятельностью моря. Материковый склон довольно широк, имеет многочисленные признаки сбросово-глыбового расчленения. Выделяется ряд широких подводных каньонов (каньоны Жемчуг, Прибылова, Беринга), которые продолжают в виде структурных депрессий и в пределах шельфа. Поверхность шельфа здесь выстлана терригенными отложениями от мелкопесчаных до илисто-алевритовых, в южной части в их составе существенное значение имеют вулканогенные компоненты. Многочисленны находки реликтовых субаэральных, в частности флювиогляциальных отложений (Гершанович, 1969).

Шельф Охотского моря отличается тем, что его значительная часть расположена на больших глубинах. Отдельные впадины (например, впадина Дерюгина) имеют глубины более 1000 и даже 1500 м. Четко выделяется прибрежная отмель — выровненная абразионно-ак-

кумулятивная поверхность, прилегающая непосредственно к материку и обычно ограниченная глубиной порядка 100 м. Материковый склон узок и крут, материковое подножие выражено слабо. В Японском море шельф занимает значительную площадь только в Татарском про-

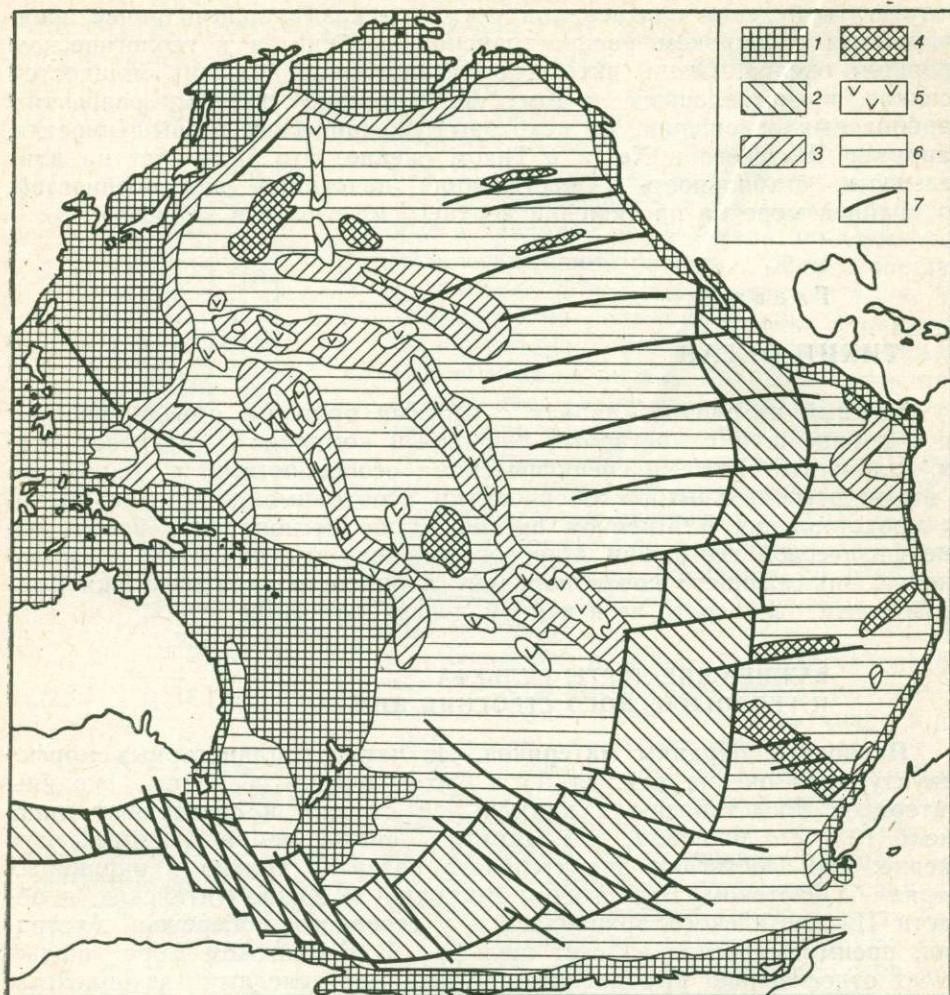


Рис. 31. Рельеф дна Тихого океана:

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

ливе, но по структуре — это нетипичный шельф, так как осадочная толща здесь залегает на коре субокеанического типа.

На обширных пространствах шельфа в Восточно-Китайском море (вместе с шельфом Желтого моря) развит мощный осадочный покров, рельеф дна выровнен благодаря накоплению обильных выносов великих китайских рек Хуанхэ и Янцзы. В строении шельфа Южно-Китайского и Индонезийского морей существенную роль играют коралловые постройки и карбонатное, а также пирокластическое осад-

конакопление. В южной части Южно-Китайского моря и в пределах Яванского шельфа выявлена сложная сеть затопленных речных долин. Обширные пространства дна выстланы здесь вулканогенными осадками.

К северу от Австралии простирается обширный шельф, получивший наименование Сахульского. Он характеризуется повсеместным развитием карбонатных осадков и коралловых рифов. На востоке Сахульский шельф сливается с широким, неровным шельфом Квинсленда. Прилегающая к берегу часть этого шельфа представляет собой дно самой обширной в мире коралловой лагуны, отделенной от моря также крупнейшим в мире барьерным рифом. Большой Барьерный риф почти отвесной стеной обрывается к морю и переходит в материковый склон, на севере заканчивающийся на глубине 2 тыс. м, а на юге — 3—3,5 тыс. м. В средней части к подножию рифа примыкает окраинное плато Квинсленд, которое, по-видимому, образовалось в результате новейшего ступенчатого опускания окраины Австралийской платформы.

Материковая окраина вдоль Северной Америки характеризуется сильной раздробленностью рельефа и малой шириной шельфа. Вдоль берегов в рельефе подводной окраины материка характерны многочисленные впадины, плосковершинные возвышенности, а также широкие поперечные долины, в северной части этого отрезка несущие несомненные следы воздействия материковых оледенений. Наибольшей раздробленностью и ярко выраженным тектоническим расчленением рельефа отличается *Калифорнийский бордерленд*. Материковый склон изрезан многочисленными подводными каньонами, конусы выноса которых, сливаясь друг с другом, образуют наклонную равнину материкового подножия (Емегу, 1960). Наиболее значительны конусы выноса каньонов Монтерей, Дельгадо, Астория.

На большей части протяжения побережья Центральной и Южной Америк шельф представляет собой узкую выработанную площадку, примыкающую к подножию наземных новейших геосинклинальных структур. Можно предполагать, что это педимент, подвергшийся обработке абразионно-аккумулятивными процессами. На большей части протяжения своего морского края шельф здесь ограничен крутым склоном глубоководного желоба. Южнее 40° ю. ш., где заканчивается Перуанско-Чилийский глубоководный желоб, узкий шельф сильно раздроблен тектоническими дизъюнктивными структурами и напоминает по своему строению шельф залива Аляска.

Антарктический шельф Тихого океана получил наиболее полное освещение в работах А. В. Живаго (1971) и Л. П. Волокитиной (1975). Характерной особенностью этого шельфа является глубокое положение его бровки (до глубины 500 м и более), расчлененный рельеф, наличие продольных переуглубленных желобов, повсеместное распространение ледниковых и айсберговых отложений.

Интересной материковой морфоструктурой в Тихом океане является Новозеландское плато — глыба материковой земной коры, не связанная с каким-либо из окружающих материков, своеобразный микроконтинент, существующий, судя по возрасту древнейших известняков здесь пород, по крайней мере с палеозоя. Бровка этого плато лежит большей частью на глубине порядка 1500 м, а широко ориентированная депрессия Баунти, расположенная в средней части плато, имеет глубины более 2500 м. Материковый склон, особенно на северо-востоке, очень широк, растянут и постепенно сливается с материковым подножием (рис. 32).

Переходная зона. В отличие от подводной окраины материков переходная зона в Тихом океане представлена очень разнообразно и занимает большую площадь, составляя 13,5% площади Тихого океана. 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 желоба 7822 м); Курильская котловина Охотского моря с Курильскими островами и Камчаткой и глубоководным Курило-Камчатским желобом (9717 м); Японское море с Японскими островами и одноименным желобом (8412 м); юго-восточная котловина Восточно-Китайского моря с островами Рюкю и Нансейским желобом (7790 м); очень сложно построенная область Южно-Китайского моря и Индонезийских морей, с несколькими причудливо изогнутыми островными дугами и глубоководными желобами Филиппинским (10 265 м), Манильским (5249 м), Банда (7440 м), Яванским и Тиморским (последние два окаймляют эту область со стороны Индийского океана).

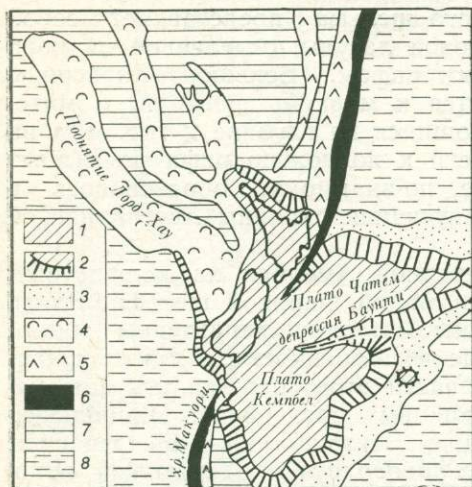


Рис. 32. Схема строения Новозеландского плато и его окружения:

1 — Новая Зеландия и Новозеландское плато; 2 — материковый склон; 3 — материковое подножие; 4 — складчатые хребты Лорд-Хау, Норфолк, Колвилл; 5 — островные дуги; 6 — глубоководные желоба; 7 — котловины геосинклинальных морей; 8 — котловины ложа океана

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 располагается обширная и очень сложно построенная зона островных дуг и глубоководных желобов, характерной особенностью которой является то, что на значительном ее протяжении желобá располагаются как со стороны океана, так и со стороны Кораллового моря. Вдоль северо-западного края Новой Гвинеи протягивается Новогвинейский желоб (5050 м), которому с юга сопутствует гряда передовых альпийских поднятий Новой Гвинеи. Затем следует островная дуга, включающая острова Адмиралтейства, Новую Ирландию и Новую Британию, окаймленная с севера Западно-Меланезийским (6310 м), а с юго-востока — Новобританским (8320 м) желобами. Внутри этой системы островов и желобов расположено Новогвинейское море. Далее на восток следует широкая гряда Соломоновых островов, которая с юга, со стороны Кораллового моря, окаймлена Бугенвильским желобом (9103 м) и желобом Сан-Кристоваль (8332 м).

С севера вдоль Соломоновых островов расположена узкая депрессия дна с глубинами несколько большими 4000 м, на восточном продолжении которой располагается желоб Витязя (6150 м). Интересной

К востоку от Филиппин и Рюкю располагается еще одна обширная переходная область, состоящая из Филиппинской котловины, глубоководных желобов — Идзу-Бонинского (9810 м), Волкано (9156 м) Марианского (11 022 м), Яп (8850 м), Палау (8069 м) и одноименных островных дуг, представляющих как бы передовой эшелон

особенностью этого желоба является то, что вдоль него нет островной дуги.

От восточного окончания желоба Сан-Кристоваль протягивается на юг и юго-восток Новогейбридская островная дуга, которую со стороны Кораллового моря сопровождает одноименный глубоководный желоб с максимальной глубиной 9174 м. Продолжением Новых Гебрид служит подводный хребет Хантер, который затем сменяется подводным основанием островов Фиджи. На север от названных элементов рельефа дна расположена Северо-Фиджийская котловина, которая с северной стороны обрамлена желобом Витязя.

На юго-востоке вся эта грандиозная цепь островных дуг и глубоководных желобов замыкается островами Тонга и Кермадек и одноименными желобами (глубины желобов соответственно 10882 и 10047 м). Желоб Кермадек имеет относительно мелководное продолжение далее на юг — впадину Хикуранга, осложняющую рельеф Новозеландского плато и окаймляющую восточный берег Северного острова Новой Зеландии.

Расположенный к югу от Новой Зеландии подводный хребет Маккуори также является островной дугой. С запада эту дугу обрамляют глубоководные желоба Пуисегюр (5988 м) и Хьорт (6219 м).

Не вполне ясно структурное положение морей Кораллового, Тасманова и Фиджи. По мнению Ю. М. Пушаровского (1971), Тасманово море является «вторичным», новообразованным. В очень детальной работе Ван дер Линдена (Van der Linden, 1970) рассматривается на основе батиметрических и магнитометрических данных строение поднятий Лорд-Хау, Норфолкского, Колвил-Лау и прилегающих к ним бассейнов. Автор приходит к выводу о том, что эти структуры являются геосинклинальными сооружениями, развивающимися с верхнего палеозоя в такой последовательности: поднятие Лорд-Хау, Внутренняя Меланезийская зона (Новая Зеландия, хребет Норфолк, Новая Каледония) и Внешняя Меланезийская зона (острова Кермадек, Тонга, Фиджи, Новые Гебриды, Соломоновы). Развитие этих структур происходило, по мнению Ван дер Линдена, на фоне расширения земной коры и отодвигания Австралии от Антарктиды (см. также «Geol. of continental marg.», 1974).

Котловины морей Кораллового и Тасманова, Фиджи, бассейна Лау сложены земной корой океанического типа, тогда как положительные формы рельефа между ними — корой субконтинентального и континентального типа. Характер древнего вулканизма на островах Лорд-Хау и Норфолк — типично океанический (оливиновые базальты). На Новой Каледонии широко распространены ультраосновные породы. Продукты молодого вулканизма на о. Лорд-Хау характеризуются присутствием пирокластического материала. Результаты глубоководного бурения и сейсмоакустического профилирования свидетельствуют о складчато-глыбовой структуре поднятия Лорд-Хау.

Результаты исследований, выполненных в 60—70-х годах (Standard, 1963; Ахметьев, 1972; Bentz, 1974), позволяют считать, что серия линейно ориентированных поднятий Лорд-Хау, Норфолк (о. Новая Каледония), Три-Кинг, Колвил-Лау представляет собой результат последовательного «зарастания» геосинклинального моря Фиджи геантиклинальными сооружениями, из которых наиболее древнее — Лорд-Хау — возникло еще в мезозое, а по мнению Ю. М. Пушаровского (1971), возможно, даже в позднем палеозое.

Мы более подробно остановились на вопросе тектоники региона морей Тасманова и Кораллового в связи с большой спорностью ее ис-

толкования, даваемого различными авторами. Постараемся искупить это максимальной краткостью характеристики переходных зон восточной части Тихого океана. Здесь переходные зоны океана выражены только глубоководными желобами — Центрально-Американским (Гватемальским) с максимальной глубиной 6662 м и Атакамским, или Перуанско-Чилийским (8064 м). Здесь нет островных дуг, окраинных морей. Островные дуги здесь как бы «заменяют» молодые альпийские геоантиклиналы Южной Сиерра-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. Сопоставление строения различных переходных частей Тихого океана дает основание полагать, что различия, которые отмечаются, например, в строении Витязевской, Марианской, Курило-Камчатской, Японской и других областей отражают разные стадии развития отдельных крупных регионов переходной зоны, в совокупности обрисовывая общую картину путей перехода (превращения) океанической коры в континентальную (Вильсон, 1959; Леонтьев, 1968; «Уровень, берега и дно океана», 1978).

Срединно-океанические хребты и дно океана. В Тихом океане планетарная система срединно-океанических хребтов представлена Южно-Тихоокеанским и Восточно-Тихоокеанским хребтами. Разделение на эти два хребта совершенно условное. По существу это единая структура, характеризующаяся сводообразным строением, очень большой шириной (до 2000 км), разбитая секущими разломами на ряд параллелепипедальных сегментов, смещенных в латеральном направлении относительно друг друга. Рифтовая структура осевой зоны здесь выражена слабее, чем в Срединно-Атлантическом хребте (см. гл. 8), 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 весьма ярко. Интересная особенность Южно-Тихоокеанского хребта — участие метаморфических сланцев в его геологическом строении (Кашинцев, Фрих-Хар, 1978).

Севернее экватора Восточно-Тихоокеанский хребет заметно суживается. Четко выражена рифтовая структура хребта. По представлениям американских ученых (Менард, 1966; Hill, 1967), в районе Калифорнии срединно-океаническая структура распространяется на материк, захватывая горный Дальний Запад США и западную часть Канады. С этим связывается образование крупнейшего активного разлома Сент-Андреас, депрессий Сакраменто и Йосемитской долины, глыбовых структур Большого Бассейна, Главного рифта Скалистых гор. С распространением срединного хребта на материк, очевидно, связано также образование Калифорнийского бордерленда. Севернее мыса Арена, часть срединного хребта снова оказывается расположенной в пределах океана, образуя поднятия Горда и Хуан-де-Фука¹.

Кроме срединно-океанических хребтов в абиссальной области Тихого океана имеется ряд других крупнейших горных систем, которые, однако, по строению земной коры следует относить к ложу океана.

¹ Представление о распространении срединно-океанической структуры на западную часть Северо-Американского материка основывается на прослеживании развития рифтов, эпицентров землетрясений и зоны высоких значений теплового потока, а также характера магнитных аномалий в пределах Дальнего Запада Северной Америки. По этим же признакам в систему срединного хребта включены и названные подводные поднятия.

Г. Б. Удинцев (1972) выделяет следующие морфологические типы подводных поднятий ложа океана: 1) океанические валы, 2) вулканические хребты, 3) окраинные валы, 4) глыбовые хребты.

Океанические валы — широкие (несколько сот километров) линейно ориентированные вздутия базальтовой коры, нередко со слабым расчленением типа абиссальных холмов, с превышением над соседними днищами котловин порядка 1,5—4 км. Наиболее простое строение имеют валы Эауриапик и Капингамаранга в западной части океана. Другие более значительные по протяженности валы осложнены многочисленными вулканами, которые либо группируются в массивы, либо, располагаясь линейно, образуют *вулканические хребты*. В тропической зоне многие подводные вулканы увенчаны коралловыми атоллами. «По мере накопления большого количества вулканических гор на поверхности вала, вся структура в целом начинает, видимо, испытывать погружение. Оно компенсирует нагрузку гор и выражается в прогибе базальтового слоя коры по периферии вала» (Удинцев, 1967, с. 259). Такой прогиб очень хорошо выражен, например по периферии Гавайского вала — подводного основания одноименных островов. При еще большем погружении структура вала утрачивается, и над дном океана возвышается только узкая цепь отдельных вулканических гор, например хребет Императорских гор в северной части океана, Лайн — в центральной.

Глыбовые хребты в Тихом океане приурочены к зонам широтных океанических разломов, наиболее ярко выраженных в северо-восточной части океана. Крупными глыбовыми горными сооружениями являются также хребты Карнеги, Кокосовый, Сала-и-Гомес, Наска в юго-восточной части океана¹. Кроме того, имеется несколько крупных возвышенностей, представляющих собой более или менее изометрические блоки океанической коры, ограниченные разломами и поднятые на значительную высоту над прилегающими котловинами (днищами). Таковы, например, возвышенности Шатского, Хесса, Магеллана, плато Манихики.

Примерами сводовых поднятий с насаженными на них вулканическими массивами, осложненными небольшими глыбовыми хребтами, являются горы Мид-Пасифик или Маркус-Неккер, а также основания островов Каролинских (северо-западное продолжение Капингамаранга), Маршалловых (к востоку от них), Гилберта, Эллис, Туамоту. Все эти поднятия характеризуются широким развитием атоллов на вершинах вулканических гор. Другие океанические валы островов Тубуаи, Самоа, Кука имеют вершины в виде скалистых высоких вулканических островов.

Окраинные валы представляют обычно поднятия меньших масштабов, вытянутые вдоль океанских бортов глубоководных желобов. На них также могут встречаться отдельные вулканические конусы.

Все эти хребты и поднятия, вместе со срединно-океаническими хребтами, образуют орографический каркас ложа Тихого океана и отделяют друг от друга океанические котловины. Ниже дается перечень котловин ложа Тихого океана, с указанием их максимальных глубин, м:

Северо-Западная 6671
Северо-Восточная 7168

Западно-Каролинская 5798
Восточно-Каролинская 6920

¹ Есть также мнение, согласно которому хребты Карнеги и Кокосовый являются элементами срединно-океанического хребта (Живаго, 1979; Sclater, Klitgord, 1973).

Центральная	6478
Западно-Марианская	7559
Филиппинская	7759
Восточно-Марианская	6440
Беллингаузена	5290
Перуанская	5660

Меланезийская	5340
Северо-Фиджийская	4444
Южная	6600
Гватемальская	4919
Панамская	4233
Чилийская	5021

Преобладающий тип рельефа дна котловин Тихого океана — абиссальные холмы. Плоские абиссальные равнины имеют распространение только в Северо-Восточной котловине. Здесь они прорезаны системой абиссальных долин. 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 порядка 700—1000 м (вместе со «вторым» слоем) и базальтового слоя — 5—7 км. И. А. Соловьева (1976) показала, что земная кора под Тихим океаном неоднородна¹. Довольно значительны колебания мощности коры в целом и ее второго и третьего слоев в частности. Так, северо-восточная часть ложа отличается малой мощностью второго слоя (менее 1 км) и «базальтового» (менее 5 км). Все поднятия западной части океана характеризуются большой мощностью второго (более 2, местами более 3 км) и третьего (5—7 км) слоев, а в сводовых зонах толщина базальтового слоя достигает 9 км. Максимальная мощность (второй слой до 3—6 км, третий — до 18 км) отмечена под возвышенностью Шатского (Удинцев, 1972). Здесь же в третьем слое отчетливо выделяется толща, характеризующаяся сейсмичными скоростями — 7,1—7,8 км/с, мощностью 12 км.

Весьма ценное замечание сделано И. А. Соловьевой относительно того, что неверно считать «возраст основания» (т. е. кровли второго слоя) возрастом земной коры. На эту ошибку автор этих строк указывал неоднократно (1973, 1975). В действительности, «возраст основания» — это время последнего активного проявления вулканизма, время завершения формирования второго слоя. В западной части океана это произошло в конце мела — начале палеогена, тогда как в восточной — лишь в конце олигоцена.

Основные неровности рельефа дна котловин, кроме абиссальных холмов, связаны с отдельными подводными горами и гайотами и с глыбовыми поднятиями вдоль зон широтных океанических разломов. Наиболее крупные из таких зон разломов выявлены в Северо-Восточной котловине — это разломы Мендосино, Меррей, Пайонир, Молокаи, Кларин, Клиппертон. К югу от экватора в восточной части океана выделяются также крупные разломы Галапагос, Маркизских островов, Агассица, Менарда, Элтанин, Хейзена, Удинцева и др. (см. рис. 31). Характерной особенностью этих разломов является, кроме их субширотного или широтного простирания, также огромная протяженность — до 4—5 тыс. км.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Важнейшей отличительной особенностью распределения осадков в Тихом океане является исключительно широкое распространение глубоководной глины, особенно в Северном полушарии. Это объясняется

¹ Неоднородность геологического строения западной и восточной частей Тихого океана отмечает также Д. Б. Гершанович (1980), истолковывая ее как признак разновозрастности этих частей дна океана.

большой глубиной в северной половине Тихого океана: здесь преобладают глубины более 5 км, а обширные пространства Северо-Западной и Северо-Восточной котловин лежат даже на глубинах более 6 км.

В Южной, а также отчасти в Северо-Западной, в меньшей мере в Северо-Восточной котловинах значительное распространение имеют палагонитовые красные глины, образовавшиеся главным образом из продуктов химических изменений вулканогенного материала.

Только в Тихом океане представлены оба пояса развития диатомовых отложений — в Южном полушарии и в крайней северной полосе Тихого океана. В западной части океана имеется несколько пятен этмодискусовых илов. Более четко, чем в других океанах, выражен экваториальный пояс радиоляриевых отложений. Обширные площади дна в юго-западной части океана, главным образом в переходной зоне и в пределах Каролинских и Меланезийских котловин, заняты коралловыми отложениями.

Другой тип известковых донных отложений — фораминиферовые илы — в Тихом океане распространены главным образом к югу от экватора, в Северном же полушарии их развитие ограничивается вершинными поверхностями хребтов, где большую часть состава этих илов образуют донные фораминиферы. В Коралловом море имеется несколько полей распространения птероподовых отложений.

Тихий океан отличается наибольшим распространением железомарганцевых конкреций. Их общие запасы на поверхности, по подсчетам Дж. Мери (1969), составляют $17 \cdot 10^{11}$ т. Наиболее обширные поля железомарганцевых конкреций отмечены в северной, самой глубоководной части океана, а также в Южной и Перуанской котловинах. В пересчете на основные рудные элементы, в конкрециях Тихого океана таятся запасы марганца ($7,1 \cdot 10^{10}$ т), никеля ($2,3 \cdot 10^9$ т), меди ($1,5 \cdot 10^9$ т), кобальта ($1 \cdot 10^9$ т). При современном уровне развития техники добыча этих гигантских минеральных богатств становится вполне реальной задачей.

КЛИМАТ И ВОДЫ

Климат Тихого океана определяется общими закономерностями зонального распределения солнечной инсоляции и циркуляции атмосферы, а также мощным сезонным влиянием Азиатского материка. В северной умеренной зоне важным барическим центром в зимнее время является Алеутский минимум давления, в летний сезон его выраженность значительно ослабевает. Южнее располагается область высокого давления — Северо-Тихоокеанский максимум. Вдоль экватора отмечается область относительно пониженного давления (Экваториальная депрессия), которая южнее сменяется вторым барическим максимумом — Южно-Тихоокеанским. Далее на юг давление вновь понижается, и снова сменяется областью высокого давления над Антарктидой.

В соответствии с распределением основных барических центров формируются ветровые поля. Для умеренных широт Северного полушария наиболее обычны сильные западные ветры в зимнее время и слабые южные — летом. В субтропиках и тропиках Северного полушария стационарно господствуют северо-восточные пассаты, наиболее устойчивые и сильные зимой и несколько ослабевающие летом. Экваториальной зоне в течение круглого года свойственна преимущественно штилевая погода.

На северо-западе Тихого океана в зимнее время устанавливаются северные и северо-восточные муссонные ветры, которые летом сменяются южными муссонами (Блютген, 1972). В тропической и субтропической зонах Южного полушария господствует устойчивый юго-восточный пассат, лучше всего выраженный зимой и ослабевающий летом. В западной части океана он в это время сменяется слабыми неустойчивыми северными ветрами. К сороковым широтам Южного полушария приурочены сильные и постоянные западные ветры. В высоких южных широтах ветры подчинены общей циклональной циркуляции, свойственной приантарктической области низкого давления. Преобладают ветры, близкие к западному направлению.

Интенсивная циклональная деятельность на полярных фронтах определяет большую повторяемость штормовых ветров в умеренных и приполярных зонах, особенно в Южном полушарии, где она зимой и осенью достигает 40%. В тропиках циклоническая деятельность обуславливает возникновение жестоких тропических ураганов. Последние зарождаются главным образом в летнее время, обычно восточнее Филиппин, откуда движутся на северо-запад и север через Тайвань и Японию, а затем на северо-восток, затухая на подступах к Беринговому морю. Другая область зарождения ураганов — прибрежные районы океана, прилегающие к Центральной Америке. Трассы движения этих ураганов пролегают через прибрежные районы Калифорнии в направлении к заливу Аляска.

Распределение температур воздуха подчинено общей широтной зональности, но наряду с этим имеются заметные различия в температурах над западной и восточной частями океана. В целом тропическим и экваториальным зонам свойственны в течение года средние температуры воздуха 27,5—25,5°, но летом зона таких температур сильно расширяется к северу в западной части океана и лишь в небольшой степени — в восточной. В Южном полушарии изотерма 25° на востоке в летнее время (для Северного полушария) сильно сдвигается на север от экватора. В целом западная часть океана имеет более теплый климат, чем восточная.

Проходя над огромными пространствами океана, воздушные потоки насыщаются влагой, благодаря чему над Тихим океаном облачность в целом больше, чем над другими океанами. И осадков здесь выпадает больше, особенно в экваториальной зоне. Однако и в распределении осадков, которое в целом подчиняется широтной зональности, отмечаются заметные различия между западной и восточной частями океана.

Интересно, что в приэкваториальной зоне отмечаются — по обе стороны от экватора — две узкие полосы максимума осадков, очерчиваемых изогией 2000 мм, тогда как вдоль экватора выражена относительно засушливая зона. Образование этих двух влажных зон связано с зонами конвергенции пассатов в Южном и Северном полушариях. Вследствие большей протяженности океана по широте и с большим влиянием по этой причине силы Кориолиса на направление пассатных воздушных потоков вблизи экватора последние приобретают здесь почти широтное направление. Поэтому в Тихом океане нет зоны сходимости северных пассатов с южными, а возникают две самостоятельные зоны конвергенции с избыточным увлажнением и разделяющая их относительно засушливая зона (рис. 33).

Количество осадков в экваториальной зоне уменьшается в восточном направлении. В том же направлении возрастает засушливость в тропической зоне. Здесь наиболее засушливыми являются область,

прилегающая к Калифорнии в Северном полушарии, и область Перуанской и Чилийской котловин — в Южном. Прибрежные районы последней области получают меньше 50 мм осадков, что равно количеству осадков в самых засушливых районах Сахары или Такла-Макана.

Закономерности общей циркуляции атмосферы определяют общую схему течений в Тихом океане. В Северном полушарии северо-восточный пассат обуславливает возникновение мощного Северо-Пассатного течения, пересекающего океан от центрально-американского побережья до Филиппин. У восточных берегов этого архипелага течение разветвляется на два потока: один отклоняется к югу и частью растекается по бассейнам Индонезийских морей, частью питает Экваториальное противотечение. Северная ветвь следует в Восточно-Китайское море и, выходя затем из него, южнее о. Кюсю, дает начало мощному тепловому течению Куроисио.

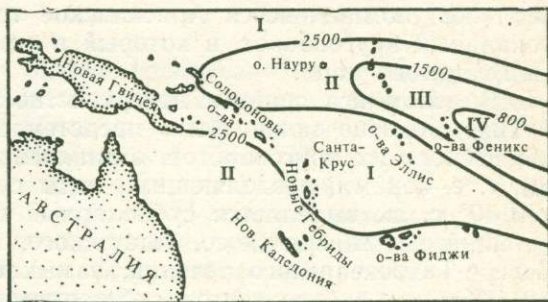


Рис. 33. Зона избыточного увлажнения (конвергенция пассатов—I) и относительной засушливости (II—III—IV) в экваториальной части Тихого океана (изогеты, мм, из «Атласа океанов», 1974)

Севернее 40° с. ш. Куроисио сменяется Северо-Тихоокеанским течением, следующим в широтном направлении от берегов Северного Хонсю к побережью Орегона. Образование этого течения связано с силой Кориолиса и с отклоняющим влиянием, оказываемым на Куроисио холодным Курильским течением, представляющим собой сток плотных охлажденных вод из Берингова моря.

Северо-Тихоокеанское течение при подходе к берегам Северной Америки раздваивается. Северная ветвь образует теплое Аляскинское течение, следующее вдоль берегов материка вплоть до полуострова Аляска, Южная ветвь образует холодное Калифорнийское течение, которое, следуя на юг, южнее полуострова Калифорния вливается в Пассатное течение, тем самым замыкая северный тропический круговорот поверхностных и приповерхностных вод Тихого океана.

В антициклональной области Южного полушария пассаты формируют Южное Пассатное течение, которое пересекает океан от берегов Колумбии до Молуккских островов. Между островами Лайн и Туамоту оно образует ответвление, следующее на юго-запад и вливающееся в Коралловое море. Далее это течение следует на юг вдоль берега Австралии, образуя теплое Восточно-Австралийское течение. Основные же массы потока Южного Пассатного течения восточнее Молуккских островов сливаются с южной ветвью Северного Пассатного течения и вместе с нею образуют Экваториальное противотечение, пересекающее океан вдоль экватора с запада на восток.

Восточно-Австралийское течение южнее Тасмании и Новой Зеландии вливается в мощное течение Западных ветров, которое, будучи вызванным западными потоками воздуха, действующими в этих широтах в течение всего года, пересекает океан с запада на восток. По мере приближения к южному окончанию Южной Америки, течение

Западных Ветров все более отклоняется к северу и затем дает две ветви. Северная ветвь образует Перуанское течение, которое в тропиках вливается в Южное Пассатное течение и тем самым замыкает южный антициклональный кругооборот. Другая ветвь огибает Южную Америку под названием течения мыса Горн и уходит в Атлантический океан.

В приантарктических водах Тихого океана характерны слабые и малоустойчивые течения главным образом северного и северо-западного направления, несущие в зону течения Западных ветров холодные и опресненные антарктические воды. На северной окраине Тихого океана уже упоминавшееся Аляскинское течение образует местный циклональный кругооборот, в который в зимнее время вовлекаются и воды Берингова моря.

В целом вся система поверхностной геострофической циркуляции в Тихом океане может быть представлена в виде закономерной схемы нескольких круговоротов, ограниченных *гидрологическими фронтами*, т. е. зонами, разделяющими воды с различной структурой. Севернее 40° с. ш. выделяется субполярный циклонический круговорот, состоящий из Аляскинского, Алеутского, Камчатского, Курильского и Северо-Тихоокеанского течений, замыкаемый с юга полярным фронтом. Южнее располагается субтропический антициклональный круговорот, образуемый течениями Тайванским, Северо-Тихоокеанским, Калифорнийским и Северным Пассатным. Вдоль последнего проходит тропический фронт. Северное Пассатное, Минданао, Межпассатное течения образуют узкий северный тропический циклонический круговорот, а последнее из названных течений вместе с Южным Пассатным образуют такой же узкий южный тропический антициклональный кругооборот. При этом в «ложбине динамического рельефа» северного субполярного круговорота происходит дивергенция вод, вдоль северного тропического фронта — конвергенция, в северном тропическом кольце — дивергенция, в южном — конвергенция.

Крупнейший круговорот в Тихом океане — южный субтропический антициклональный круговорот, образуемый Южным Пассатным, Новогвинейским, Восточно-Австралийским течениями, течением Западных ветров и Перуанским. Этот круговорот характеризуется конвергенцией вод. Всю систему описанных круговоротов замыкает антарктический циклонический круговорот, связанный с антарктической дивергенцией (Бурков, 1968).

Важная роль в циркуляции вод Тихого океана принадлежит подповерхностному течению Кромвелла. Это мощный поток вод, движущийся на восток под Южным Пассатным течением на глубине 50—100 м со скоростью от 50 до 90 см/с. Длина течения более 6,5 тыс. км, ширина около 300 км. Течение Кромвелла имеет компенсационный характер и представляет механизм, при помощи которого происходит отток излишков вод, нагоняемый пассатами в западную часть океана.

С распределением течений согласуется распределение температуры, солености и плотности океанских вод. Максимальные сезонные и среднегодовые температуры от 25° до 29° приурочены к экваториальной и тропическим зонам, но внутри этих зон, в связи с влиянием холодных течений, они понижаются в восточной части океана. В меридиональном направлении отмечается закономерное понижение температур воды, но оно происходит медленнее, чем понижение температур воздуха. В высоких широтах различия в температурном режиме западной и восточной частей океана противоположны тем, которые наблюдаются в тропических широтах: здесь влияние холодных течений,

следующих вдоль Камчатки и Курил, понижает температуры воздуха и воды, тогда как теплое Аляскинское течение оказывает согревающее воздействие. В Южном полушарии и в умеренных широтах сохраняется более теплый климат на западе и более холодный на востоке, т. е. выдерживается та же закономерность, которая присуща тропической зоне.

Большое количество осадков, выпадающих на поверхность Тихого океана, понижает соленость его вод, особенно на экваторе и в зонах западной циркуляции умеренных и субполярных широт. Максимальная соленость (35,5—35,6‰) приурочена к субтропикам, где интенсивное испарение сочетается со сравнительно небольшим количеством осадков.

Льдообразование в Тихом океане происходит в приантарктических районах, на севере лед образуется только в Беринговом, Охотском и частично в Японском морях. Некоторая часть льдов сбрасывается в море в виде айсбергов ледниками южной Аляски (Малаяспина, Якутат, Мьюр и др.). Пловучие льды в марте — апреле достигают 48—42° с. ш. В антарктических водах граница паковых льдов проходит по 60—63° ю. ш., айсберги же распространяются далеко на север, вплоть до 45° ю. ш. в восточной части океана. Северные моря, в особенности Берингово, не только образуют почти всю массу плавучих льдов в северных районах океана, но и играют очень важную роль в формировании глубинных и придонных водных масс этой части океана.

М. А. Радиховская и В. В. Леонтьева (1968) выделяют в Тихом океане поверхностную, подповерхностную, промежуточную, глубинную, донную и придонную водные массы. Первая из них формируется теплообменом на поверхности океана, соотношением осадков и испарения и интенсивным перемешиванием. Она имеет мощность 35—100 м, отличается относительной выравненностью температур, солености и плотности, что наиболее ярко выражено в тропических водах, временной изменчивостью характеристик, обусловленной сезонными климатическими явлениями. То же, хотя и в меньшей степени, относится и к подповерхностным водным массам. В холодных широтах, а также в субтропиках они полгода являются поверхностными, полгода оказываются ниже поверхностных вод, непосредственно подстилая их. В разных климатических зонах глубина их границы с промежуточными водами колеблется между 220 и 600 м. Обычно подповерхностные воды характеризуются повышенной (по отношению к поверхностной) соленостью и плотностью, при температуре воды в тропиках и субтропиках порядка 13—18°, а в умеренной зоне 6—13°. Подповерхностные воды в условиях умеренных зон формируются в результате осенне-зимнего охлаждения и ветрового перемешивания, а в условиях теплого климата — путем опускания более соленых вод, образующихся на поверхности в результате усиленного испарения.

Промежуточные водные массы в умеренных и высоких широтах имеют температуру 3—5°, соленость 33,8—34,7‰. Их образование в северо-западной части океана объясняют погружением холодных вод из Берингова моря, в приантарктических районах — опусканием вод, охлажденных на антарктическом шельфе, в других районах — местными климатическими условиями и особенностями вертикальной циркуляции. Нижняя граница промежуточных масс находится на глубине от 900 до 1700 м.

В глубинных водных массах антарктической зоны Тихого океана различают два слоя. Верхний — это глубинные воды, поступившие за счет глубинного стока из Атлантического океана, они выделяются по

более высокой температуре и солености. Нижний имеет местное происхождение и образуется в результате погружения охлажденных вод в приантарктических водах (Deason, 1959). В субтропиках и тропиках дифференциация глубинной массы на два слоя не наблюдается. В северо-западной части океана в формировании глубинных масс, видимо, принимают участие также воды Берингова моря.

Донные водные массы занимают ту часть впадины океана, которая лежит глубже 2500—3000 м. Она характеризуется минимально низкой температурой (1—2°), исключительным однообразием солености (34,6—34,7‰). Формирование этой водной массы происходит на антарктическом шельфе Тихого океана путем перемешивания шельфовых и глубинных вод. Эти водные массы постепенно растекаются по дну, заполняя все впадины, и проникают через поперечные проходы в срединно-океанических хребтах в Южную и Перуанско-Чилийскую, а затем и в северные котловины океана. Донные водные массы здесь отличаются пониженным содержанием растворенного кислорода по сравнению с его содержанием в донных массах других океанов и южной части Тихого океана. Это, очевидно, связано с длительностью «добегания» донных вод до этих районов океана и соответственным «старением» этих вод.

В некоторых работах выделяют также донные водные массы — тонкий слой, мощностью от нескольких метров до 50—100 м, непосредственно прилегающий к дну океана. Он отличается тем, что здесь под влиянием эндогенного теплового потока температура воды повышается почти на 2°, что особенно заметно над срединными хребтами. Отмечаются изменения в солевом составе, возрастает содержание карбонатов и кремнезема, в несколько раз снижается содержание нитратов. Исследования объемов водных масс показывают, что 73% всего объема вод Тихого океана приходится на донные и глубинные массы.

В окраинных морях Тихого океана существуют местные циркуляции и местные водные массы, однако в виду ограниченности объема нашего курса их характеристика здесь не приводится.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Жизнь в Тихом океане представлена наиболее обильно и разнообразно. На его долю приходится более 50% всей биомассы Мирового океана.

Фитопланктон Тихого океана состоит в основном из микроскопических одноклеточных водорослей, насчитывающих около 1300 видов, причем почти все они относятся к перидинеям и диатомеям. На долю других групп планктонных водорослей приходится всего лишь около 60 видов. Большая часть растительности сосредоточена в неритовой зоне пелагиали, т. е. в зоне, охватывающей прибрежные и относительно мелководные пространства океана, и в зонах апвеллинга. Донная растительность Тихого океана насчитывает около 4 тыс. видов водорослей и до 20 видов цветковых (морских трав). В холодных и умеренных зонах Тихого океана характерно массовое развитие бурых водорослей, особенно из группы ламинариевых, причем в Южном полушарии произрастает *Mastocystis* — гигант из мира водорослей, длиной до 200 м. В тропиках особенно распространены фукусовые (которые в значительном количестве обитают и в умеренных зонах), крупные зеленые водоросли (*Sargassae*), а также известковые красные водоросли из семейства кораллиновых, которые наряду с коралловыми

полипами, являются рифообразующими организмами. Из цветковых должны быть отмечены *Talassia*, *Zostera*.

Животный мир Тихого океана по видовому составу в 3—4 раза богаче, чем в других океанах. Все рассмотренные ранее группы животных организмов представлены в Тихом океане. Особенно богата по количеству видов фауна тропических вод. Так, в морях Индонезийского архипелага известно более 2 тыс. видов рыб, тогда как в северных морях — Охотском и Беринговом — их насчитывается лишь около 300. Но и в этих морях количество рыб вдвое больше, чем в морях с теми же климатическими условиями, относящихся к бассейнам других океанов. Фауна моллюсков в тропической зоне Тихого океана составляет более 6 тыс. видов, тогда как, например, в Баренцевом море их насчитывается около 200. Тихий океан характеризуется также максимальным богатством фауны мадрепоровых кораллов — более 2 тыс. видов.

Важной особенностью фауны Тихого океана является древность многих систематических групп и эндемизм не только родов и видов, но и более высокого порядка таксонов. В Тихом океане, например, обитает большое количество древних морских ежей группы *цидарид*, примитивные роды мечехвостов, некоторые древние рыбы, не сохранившиеся в других океанах, например иордания, гильбертидия. 95% всех видов лососевых обитают в Тихом океане. Только в Тихом океане известны представители типа погонофор. Эндемичные формы характерны и для млекопитающих, населяющих Тихий океан. Таковы дюгонь, морской котик, сивуч, морской бобр, отсутствующие в других океанах.

Для многих представителей фауны Тихого океана свойствен гигантизм. В северной части океана известны гигантские мидии и устрицы, в экваториальной зоне обитает самый крупный двустворчатый моллюск тридакна, вес которого достигает 300 кг.

В Тихом океане наиболее ярко выражены неповторимые в других районах океана черты ультраабиссальной фауны. Огромное давление, низкие температуры воды определяют резкую ограниченность не только низших, но и высших таксономических групп, способных обитать в ультраабиссали. Так, на глубинах более 8,5 км обитает всего лишь 45 видов, из них более 70% эндемичны. Преобладают голотурии, которые ведут малоподвижный образ жизни и отличаются способностью пропускать через пищеварительный тракт огромное количество грунта, по существу единственного источника питания на этих глубинах. За ними идут по численности пластинчатожаберные, полихеты, офиуры, сипункулиды, отличающиеся различными оригинальными приспособлениями для жизни в условиях ультраабиссали.

Каждому глубоководному желобу свойственна также высокая степень эндемизма (до 65%). По представлениям Г. М. Беляева (1966), высокая степень видовой эндемичности ультраабиссальной фауны при низкой степени родовой (10%) и еще более низкой эндемичности семейств (одно семейство из отряда актиний) говорит об относительной молодости фауны глубоководных желобов. Вместе с тем в составе ультраабиссальной фауны значительную роль играют представители древних примитивных групп беспозвоночных.

В распределении органического мира в Тихом океане весьма четко проявляются законы физико-географической зональности, это особенно ярко выражено в неоднородности распределения первичной продукции. Если последнюю оценивать в миллиграммах углерода, образованного за сутки в процессе фотосинтеза — на 1 м² поверхности слоя

воды, то изолиния 150 мг С/м² отделит умеренные и экваториальные зоны от тропических, где на обширных площадях первичная продукция ниже 100 мг С/м². Однако ареалы наибольшей первичной продукции (более 250—500 мг С/м²) в большей степени подчиняются циркумконтинентальной зональности, примыкая к берегам океана или захватывая окраинные моря («Биология океана», 1977). Те же закономерности в географическом распределении биомассы. Высокие значения биомассы (более 300 мг С/м²) характерны для прибрежных вод и пелагиали субполярных и умеренных зон, а также для экваториальной зоны (Суетова, 1976). Внутри этих зон максимальная первичная продукция и максимальная биомасса планктона приурочены к апвеллингам, в частности к дивергенциям — субполярной, тропической, экваториальной и антарктической.

Выше (см. гл. 4) указывалось, что в Тихом океане выделяется три биогеографические области с подразделениями на литоральные и пелагические подобласти. Там же были кратко охарактеризованы северо-тихоокеанская, тропико-индо-тихоокеанская и антарктическая области, и было показано, что разделение поверхности океана на биогеографические области подчиняется широтной географической зональности.

Одним из индикаторов разделения Тихого океана на биогеографические области является распространение некоторых веслоногих рачков из рода *Calanus*. Так, для северо-тихоокеанской области характерны виды *Calanus pluchrus* и *C. australis*, для нотально-антарктической — *C. pacificus*, в меньшей степени *C. tonsus*. Все три области также четко выделяются по распространению некоторых групп рыб: для северо-тихоокеанской области свойственны лососевые, а для крайней северной ее части — тресковые, для антарктической — нототениевые; акулы и летучие рыбы наиболее типичны для тропико-индо-тихоокеанской области.

Литоральные подобласти в западной и восточной частях тропической области сильно отличаются. Коралловые рифы характерны исключительно для западной литоральной подобласти. В восточной имеются рифообразующие кораллы, но коралловые постройки отсутствуют. Для западной подобласти свойственны морские змеи, а из водорослей — саргассовые. В восточной подобласти те и другие встречаются лишь спорадически.

Интересно биогеографическое районирование дна Тихого океана, представленное Е. Ф. Гурьяновой и Н. Г. Виноградовой в «Атласе океанов» (1974). По составу донной абиссальной фауны ими выделяется четыре провинции: Северная, Западная, Восточная и Антарктическая. Степень их обособленности подчеркивается тем, что в ряде случаев границы между провинциями проходят по подводным хребтам.

Глава 7

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

ВАЖНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДНА

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%), лишь в узкой полосе северо-восточной части океана (рис. 34).

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.

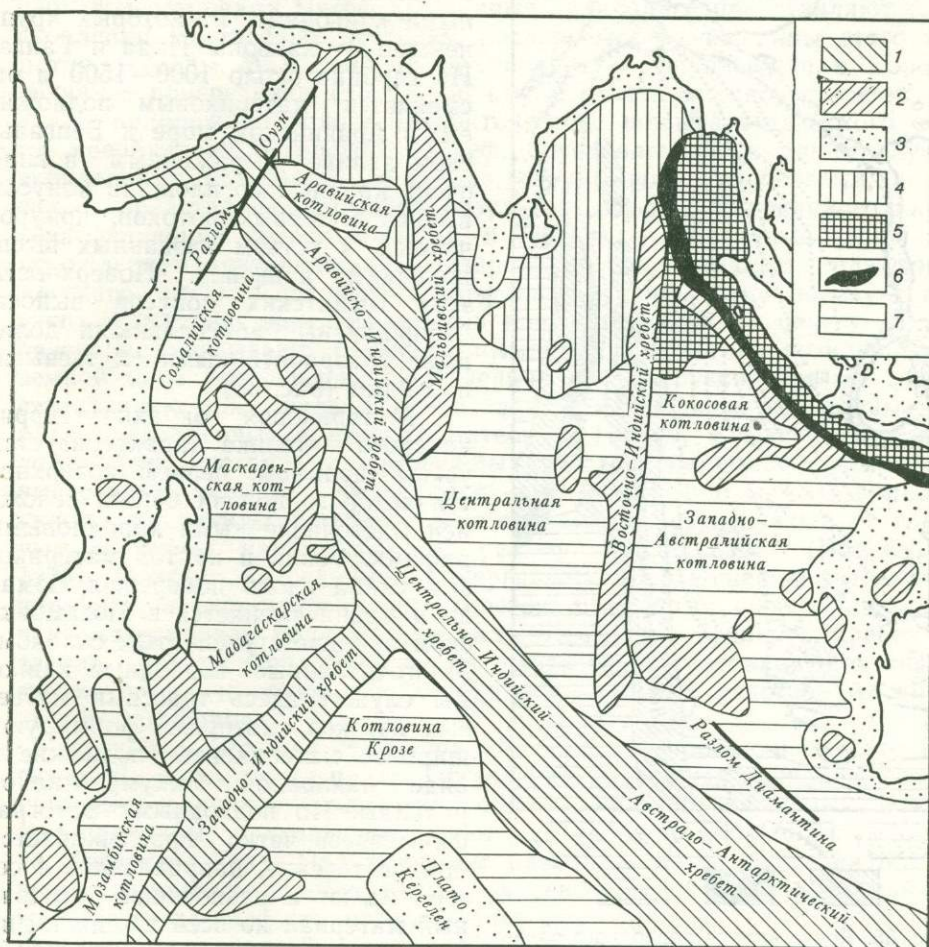


Рис. 34. Рельеф дна Индийского океана (по В. Ф. Канаеву, 1979):

1 — срединно-океанические хребты; 2 — океанические хребты и платформы; 3 — подводные окраины материков; 4 — конусы выноса мутьевых потоков; 5 — хребты и депрессии переходной зоны; 6 — глубоководный желоб; 7 — котловины ложа океана. *Поправка:* знак «б» в северной части кокосовой котловины дан ошибочно

Целиком шельфовым морем является Персидский залив с максимальной глубиной 102 м и выровненным аккумуляцией дном. 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, наряду с плоскими аккумуля-

тивными подводными равнинами, связанными с накоплением выносов Иравади и Салуена, его образуют также денудационные равнины, выработанные в альпинотипных структурах (район архипелага Мергуи).

На всем протяжении северной окраины Индийского океана имеется четко выраженный крутой и узкий материковый склон, начинающийся на глубине около 100—200 м

и местами расчлененный подводными каньонами, из которых крупнейшие — каньоны Инда и Ганга. На глубине около 1000—1500 м он сменяется материковым подножием, в Аравийском море и Бенгальском заливе выраженным в виде очень крупных по площади конусов выноса мутьевых потоков, приуроченных к устьям названных выше подводных каньонов. Поверхности этих гигантских конусов выноса изборозжены абиссальными долинами, разработанными мутьевыми потоками (рис. 35).

Материковая окраина Африканского материка характеризуется узким шельфом, рельеф поверхности которого вблизи берега осложнен многочисленными 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. По подводным фотографиям здесь четко прослеживается донное течение, направленное с севера на юг и разносящее осадочный материал по всей площади дна пролива. Над этой аккумулятивной поверхностью возвышаются подводные вулканы, некоторые из них, воздымаясь над уровнем океана, образуют группы вулканических островов — Коморские, Глорьёз, Европа — с вулканизмом андезитово-базальтового типа.

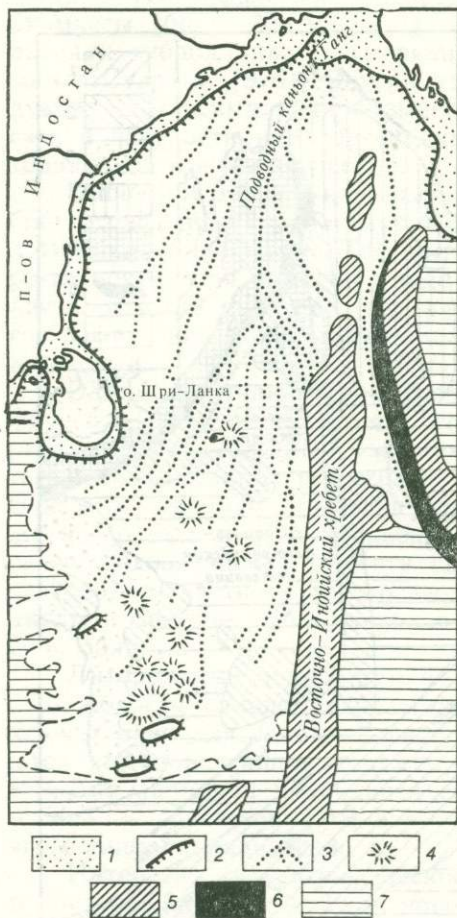


Рис. 35. Конус выноса подводного каньона Ганга:

- 1 — шельф; 2 — материковый склон; 3 — конус выноса и прорезающие его эрозионные ложбины; 4 — подводные горы; 5 — подводные хребты; 6 — глубоководный желоб; 7 — равнина ложа океана и переходной зоны

таково-базальтового типа. Таковы же вулканические группы Космоledo и Фаркуар, располагающиеся к северу от Мозамбикского пролива.

Дно Мозамбикского пролива, как показывают геофизические данные, имеет материковый тип земной коры, что подтверждает представление о том, что Мадагаскар отделился от Африки сравнительно недавно (видимо, в нижнем мезозое) благодаря опусканию материковой платформы. Такими же погруженными участками платформы являются и вытянутые в меридиональном направлении подводные Мо-

замбикское и Мадагаскарское поднятия. Севернее Мадагаскара посреди типичной океанической котловины, возвышается Сейшельская банка, также имеющая материковую структуру. Неясно, какой тип структуры свойствен Мальдивскому хребту — широкому подводному поднятию, протягивающемуся на юг от Индостана и служащему цоколем для архипелагов Лакадивского, Мальдивского и Чагос. Геофизическими исследованиями отмечено увеличение мощности второго слоя под островами Чагос. Названные архипелаги представляют собой скопления коралловых построек, насаженных на вершины этого поднятия. Атоллы Мальдивского архипелага — крупнейшие в мире по величине поперечника (до 50—60 км) и имеют сложное строение.

В прибрежной полосе антарктического шельфа Индийского океана преобладает бугристый рельеф, обусловленный в одних случаях скоплениями каменного материала, сгруженного айсбергами, в других — представляющий собой результат дифференцированного характера денудации коренных пород, в третьих — обязанный своим происхождением тектонической раздробленности окраины платформы (Живаго, 1971). Следующую морфоструктурную зону образует пояс узких депрессий, ориентированных почти параллельно берегу. Их образование связывают с продольными дислокациями, возникшими в земной коре под воздействием ледниковой нагрузки. Третью морфоструктурную зону шельфа представляют «подводные пенемены», нередко наклоненные в сторону материка. Наряду с айсберговыми отложениями, местами на прибрежных участках залегают кремнегубковые осадки, местами обнажаются коренные породы. Материковый склон Антарктиды широкий, характеризуется ступенчатым и глыбовым рельефом, напоминающим рельеф бордерленда (Волокитина, 1975). Местами он осложнен поперечными по отношению к простиранию склона структурами типа горстов, имеющими свое продолжение и на материковом подножии — например, банка Геннерус, хребет Лазарева. Они сложены теми же метаморфическими сланцами и гнейсами, которые участвуют в сложении сопредельных участков Антарктической платформы.

Наиболее крупная структура этого рода — подводное плато Кергелен. На поверхности плато рассеян ряд подводных вулканов, возраст наиболее древних вулканических образований — миоценовый. Некоторые подводные вулканы выступают над уровнем моря, образуя острова Кергелен, Хёрд. Под покровом базальтов на о. Кергелен обнаружены палеогеновые известняки, а в северной части острова найдены гранодиориты. Все это подтверждает принадлежность Кергеленского поднятия к подводной окраине Антарктического материка.

Расширенный участок шельфа на северо-западной окраине Австралийской платформы представляет собой продолжение Сахульского шельфа и характеризуется широким развитием коралловых построек. Внешний край средней части западно-австралийского шельфа приподнят. Дно покрыто фораминиферовыми песками. Материковый склон здесь очень пологий, растянутый, осложнен положительными формами рельефа (банки Роули). Переход склона в материковое подножие выражен нечетко. Только начиная от широт Перта материковый склон приобретает вид крутого уступа и продолжается, сохраняя такое строение, также в Большом Австралийском заливе. Шельф Большого Австралийского залива выровнен и покрыт известковыми отложениями, среди которых наиболее распространены мшанковые пески.

В районе Бассова пролива шельф имеет структурно-денудационный рельеф, с формами препарировки стойких пород, связанными с

мезозойскими складками. Материковый склон изборожден каньонами. Расположенная к югу от Тасмании возвышенность Милл также относится к материковым структурам.

В заключении этого обзора отметим, что в связи с широким развитием материкового подножия и подводных поднятий типа Мозамбикского или Мадагаскарского в Индийском океане контуры материковых платформ, включая и их подводные участки, и контуры современной суши резко не совпадают, что обычно не учитывается при попытках реконструкции очертаний Гондваны и при различных неомобилистических построениях.

Переходная зона. Переходная зона в Индийском океане представлена лишь частью Индонезийской переходной области. Резко выраженным элементом этой области здесь является Яванский глубоководный желоб с максимальной глубиной 7450 м и мощностью заполняющих его осадков до 3 км (Канаев, 1979). Этот желоб прослеживается по геофизическим данным вплоть до северной части Бенгальского залива, морфологически выражен в виде узкого и глубоководного рва на протяжении более 4 тыс. км, являясь, таким образом, одной из наиболее протяженных структур этого рода. К северо-востоку и к северу от него расположена внешняя островная дуга Зондских островов, которая на севере начинается грядой Андаманских островов, затем следуют острова Никобарские и Ментавай. Южнее Суматры внешняя дуга целиком становится подводной, а затем снова выражена над поверхностью моря в виде островов Сумба и Тимор. Вдоль о. Тимор также имеется небольшой по длине желоб, глубина которого, однако, в связи с большой мощностью заполняющих его осадков всего около 3300 м.

За внешней дугой протягивается параллельно ей Балийская депрессия глубиной до 4850 м, которая отделяет от внешней внутреннюю островную дугу, состоящую из крупных массивов островной суши — островов Суматра, Ява, Бали и др. Роль островной дуги на Суматре и Яве выполняют их внешние (по отношению к Индийскому океану) вулканические хребты, та же часть этих островов, которая обращена к Южно-Китайскому и Яванскому морям, представляет собой аккумулятивные низменности с материковым типом земной коры, продолжающиеся далее под уровнем моря в виде шельфов названных морей.

Таким образом, островная дуга на этом участке, как на Камчатке и в еще более яркой степени в Центральной и Южной Америке, причленена непосредственно 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 (рис. 36). Его восточная половина занята шельфом и материковым склоном, а западная представляет собой типичную котловину геосинклинального моря, с субокеаническим типом земной коры, глубиной до 4190 м.

Срединные хребты и ложе Индийского океана. Основу орографического каркаса дна Индийского океана образует система срединно-океанических хребтов. Она начинается на юго-западе Западно-Индийским хребтом, имеющим северо-восточное простираение и характеризующимся всеми отличительными признаками рифтогенали — высокой степенью сейсмичности, подводным вулканизмом океанического типа и рифтовой структурой гребня. На восточном склоне этого хребта рас-

полагаются два крупных вулканических массива, выступающие над водой. Их вершины образуют острова Принс-Эдуард и Крозе.

На широте около 20°, восточнее о. Родригес, этот срединный хребет смыкается с Аравийско-Индийским и Центральноиндийским хребтами. Аравийско-Индийский хребет в настоящее время изучен гораздо лучше других срединно-океанических хребтов. Здесь четко выражена рифтовая структура гребневой зоны, установлены линейное распределение магнитных аномалий, сейсмичность, выходы ультраосновных пород на дне, т. е. все характерные признаки рифтогеналей. Должны быть упомянуты также секущие разломы, с которыми связаны узкие глубокие впадины — Вима (6237 м) и Витязь (6400 м). Эти разломы имеют северо-восточное простирание, а приуроченные к ним впадины — «троги» — гораздо резче выражены в рельефе, чем рифтовые долины.

Восточнее Сокотры срединный хребет пересекает зона разломов Оуэн, которая начинается на дне Сомалийской котловины и затем продолжается к северу от срединного хребта. С ней связан подводный хребет Меррей, который в отличие от других поднятий ложа океана, сейсмичен, что сближает его с хребтами срединно-океанической системы. Хребет Меррей прослеживается вплоть до шельфа Пакистана. По географическим данным разлом Оуэн продолжается и на шельфе, видимо, смыкаясь с зоной разломов Кветта, отделяющей горы Белуджистана от Индо-Гангской депрессии.

По разлому Оуэн срединно-океанический хребет сдвинут к северу. Далее Аравийско-Индийский хребет принимает почти широтное простирание и сменяется рифтовыми глубокими структурами дна Аденского залива. В западной части Аденского залива система рифтов раздваивается — южная ветвь вторгается в пределы Африканского материка в виде восточноафриканских рифтов, а северную ветвь образуют рифты Красного моря, залива Акаба, Мертвого моря и Ливана.

В осевом грабене Красного моря были обнаружены мощные выходы горячих (до 70°) и чрезвычайно соленых (до 300‰) ювенильных вод. Донные осадки Красного моря здесь пропитаны выпавшими из этих концентрированных рассолов солями, образующими своеобразные породы типа эвапоритов. Отмечается высокое содержание редких металлов в этих осадках, в частности меди (Emery, Hunt, Haas, 1969).

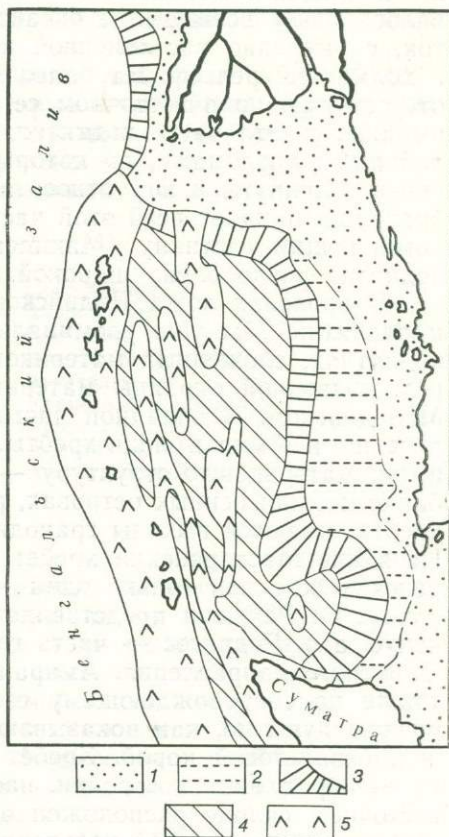


Рис. 36. Схема рельефа дна Андаманского моря:
1 — шельф; 2 — погруженный шельф;
3 — материковый склон; 4 — котловина и желоба; 5 — хребты

Следующее звено системы срединно-океанических хребтов — Центральноиндийский хребет. Он протягивается на юго-восток от места сочленения Западно-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов до района островов Амстердам и Сен-Поль, где Амстердамской зоной разломов отделяется от еще одного звена срединно-океанической системы в Индийском океане — Австрало-Антарктического поднятия. Центральноиндийский хребет имеет строение, сходное с Аравийско-Индийским. Австрало-Антарктическое поднятие морфологически ближе к срединно-океаническим поднятиям Тихого океана. Это широкое валобразное возвышение океанского дна, вытянутое с запада на восток, с умеренно расчлененной поверхностью. Преобладает низкогорье и холмистый рельеф. На большей части поднятия рифтовые долины отсутствуют, но в восточном сегменте поднятия они достаточно четко выражены. Эта часть поднятия разбита многочисленными меридиональными разломами, по которым образовавшиеся сегменты хребта сильно сдвинуты к югу относительно друг друга, что в плановом изображении придает всей этой части хребта специфический рисунок, напоминающий лестницу (Mammerickx et al., 1975). В средней части поднятия раздроблено широкой зоной меридиональных разломов.

В пределах ложа Индийского океана имеется также ряд хребтов и поднятий. Мы уже упоминали о Мадагаскарском и Мозамбикском поднятиях, сложенных материковой корой и относящихся к структурам подводной окраины материков, а также о хребтах Меррей и Мальдивском. В западной части океана выделяются также Маскаренский и Амирантский хребты. Предполагается, что первый из них имеет материковую структуру — как уже говорилось, на Сейшельской банке и одноименных островах, расположенных в северной части этого хребта, имеются выходы гранодиоритов, возраст которых 600 млн. лет. Название Маскаренский хребет не совсем удачно, так как из Маскаренских островов только один — Маврикий — орографически связан с ним. О. Реюньон представляет собой изолированный вулканический конус, а о. Родригес — часть гребня небольшого базальтового хребта широтного направления. Амирантский хребет по своим контурам, а также по сопровождающему его глубокому желобу напоминает островную дугу, но, как показывают геофизические исследования, он сложен базальтовой корой. Хребет сейсмичен. Сами Амирантские острова — коралловые постройки, насаженные на вершины хребта. На его восточном склоне расположен атолл Дерош — классический подводный атолл правильной кольцевидной формы (см. рис. 27, 4).

К востоку от Мальдивского хребта, параллельно ему, расположен небольшой хребет Ланка, а еще восточнее — огромной протяженности (5 тыс. км) Восточно-Индийский хребет. В. Ф. Канаев описывает его как сравнительно узкое (до 100 миль) горное поднятие, с относительной высотой до 4 км, разбитое продольными разломами. По своей структуре он может быть отнесен к глыбовым хребтам и сложен океанической корой. Примерно против его средней части к востоку отходит поднятие Кокосовых островов, состоящее из нескольких вулканических групп, разделенных довольно глубокими проходами. Вершины Кокосовых островов увенчаны коралловыми атоллами, а о. Рождества, также расположенный на этом хребте, представляет собой поднятый древний атолл, с абс. высотой 357 м.

От южного окончания Восточно-Индийского хребта почти под прямым углом к нему отходит на восток Западно-Австралийский хребет сложного рельефа, состоящий из чередующихся платообразных поднятий и резко выраженных гряд, видимо, тектонического проис-

хождения. По данным американских исследователей, этот хребет сложен корой материкового типа мощностью около 20 км, под осадочным слоем залегают породы с плотностью, соответствующей гранитам. На склонах хребта драгой подняты обломки долеритов, близких по облику тем, которые известны в Тасмании. По советским данным, мощность коры здесь около 12 км, кора обычная базальтовая (Непрочнов и др., 1969). Что же касается долеритов, то они довольно обычны и для океанических структур.

В южной части океана крупными орографическими элементами являются вулканическое плато Крозе и Амстердам и уже упоминавшиеся элементы подводной окраины материка — хребет Кергелен и банка Гуннерус.

Описанная система хребтов и поднятий разделяет ложе Индийского океана на 24 котловины, из которых крупнейшие перечислены ниже, с указанием максимальных глубин в метрах (большинство максимальных глубин в котловинах приурочено к узким глубоководным впадинам — «трогам», обычно протягивающимся параллельно горным поднятиям вдоль их подножий):

Красное море	3675	Центральная	6090
Оманская	3675	Андаманская	4390
Аденская	5360	Кокосовая	6335
Аравийская	5803	Западно-Австралийская	6500
Сомалийская	5374	Амстердамская	7102
Маскаренская	5349	Южно-Австралийская	6024
Мадагаскарская	6400	Крозе	5270
Мозамбикская	6045	Африканско-Антарктическая	6972
Агульяс	6150	Австралийско-Антарктическая	6089

Рельеф днищ котловин, по В. Ф. Канаеву, представлен следующими морфологическими типами: наклонные и плоские субгоризонтальные равнины; волнистые равнины; равнины с мелкохолмистым и мелкоглыбовым расчленением; равнины с крупнохолмистым и крупноглыбовым расчленением. Первый тип связан с интенсивным накоплением осадков и характерен для западной части Сомалийской, северных частей Аравийской и Центральной, имеется в Маскаренской и Западно-Австралийской котловинах. Наклонные шлейфы осадков свойственны южным участкам антарктических котловин и восточной части Западно-Австралийской котловины.

Широко распространены в котловинах Индийского океана волнистые равнины, обычно приуроченные к периферийным зонам областей развития наклонных или субгоризонтальных плоских равнин. 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 сказываются в рельефе поверхности осадочного слоя. Большая часть пространства днищ котловин, как и в Тихом океане, занята холмистым, и даже местами мелкогорным рельефом.

Как и в Тихом океане, в рельефе ложа Индийского океана, существенную роль играют разломы, однако в отличие от Тихого, большинство крупных и выраженных в формах поверхности зон разломов имеет здесь субмеридиональное и меридиональное простирание. Таковы уже упоминавшийся разлом Оуэн, разломы, контролирующие простирание Мадагаскарского и Мозамбикского поднятий, разломы Маври-

кия, Принс-Эдуард, Амстердам, а в юго-восточной части океана — Тасманов и др.

Реже встречаются системы разломов широтного или субширотного простирания. Крупнейшей из таких систем является Диамантина, с которой связаны глубокие желоба-троги Диамантина и Обь. Разломы, секущие Аравийско-Индийский хребет, имеют северо-восточное простирание. С ними связаны крупные поперечные впадины Витязя, Вима, Арго, Мария-Селеста с глубинами порядка 5,5—6,5 км.

Кроме описанных выше форм рельефа, в пределах котловин Индийского океана имеется около 1000 отдельных подводных гор («Океанология. Геофизика океана», 1979). Наиболее значительными среди них являются гора Афанасия Никитина в Центральной котловине, Щербакова в Западно-Австралийской, Лена в Африканско-Антарктической. В Аравийской котловине в 1967 г. была открыта подводная гора МГУ, с характерной плоской вершиной, сближающей ее по внешнему виду с гайотами Тихого океана. В Западно-Австралийской и смежных с ней котловинах имеются несколько подводных плато — Зенит, Кювье, Натуралиста и др. — которые предположительно считают фрагментарными континентальными структурами.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Индийском океане, в отличие от Тихого, господствующим типом донных отложений являются известковые фораминиферово-кокколитовые осадки, которые занимают более половины площади его дна. Это связано 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. Мы уже указывали, что приведенные выше максимальные глубины котловин Индийского океана приурочены главным образом к ограниченному по величине впадинам — желобам, связанным с проявлениями дизъюнктивной тектоники. Большая же часть площади дна котловин лежит на глубинах менее 5 тыс. 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 южной приантарктической части океана отмечается широкий пояс диатомовых илов, а в непосредственной близости от материка — айсберговые отложения.

На дне Индийского океана значительные площади заняты скоплениями железо-марганцевых конкреций. В пределах подводной окраины южной части Африки имеются также фосфоритовые конкреции и глауконитовые отложения.

КЛИМАТ И ВОДЫ

Климат Индийского океана определяется его географическим положением, главные особенности которого заключаются в том, что большая часть океана лежит к югу от экватора, с севера он ограничен Азиатским материком, а с юга — холодной Антарктидой.

Благодаря влиянию Азиатского материка в северной части океана устанавливается правильная смена воздушных потоков в зимний и летний сезоны года — муссонная атмосферная циркуляция, а это, в

свою очередь, обуславливает периодически меняющуюся картину циркуляции поверхностных вод в северной части Индийского океана.

В результате формирования над Азией области высокого атмосферного давления в зимнее время образуется северо-восточный муссон, приносящий с охлажденного материка сухой и холодный воздух. Летом он сменяется также прохладным, но влажным юго-западным муссоном, несущим воздух из южных районов океана. Наиболее устойчиво муссонный тип циркуляции выражен в северо-западной части океана. Летний муссон может достигать значительной силы, и в пределах Аравийского моря повторяемость ветров силой более 7 баллов в это время достигает 40%.

В южной тропической зоне господствует юго-восточный пассат, который в зимнее время не распространяется севернее 10° ю. ш. Южнее, в зоне $40-55^{\circ}$ ю. ш., в течение всего года господствует западный перенос воздушных масс как результат взаимодействия южной периферии Южно-Индоеокеанского антициклона и северной окраины субантарктической области пониженного давления. Особенно сильны и продолжительны западные ветры в умеренных широтах, где повторяемость штормовой погоды составляет 30—40%. В северной части моря штормовая погода связана главным образом с тропическими ураганами, которые нередко принимают катастрофический характер. В зимнее время ураганы могут возникать в южной тропической зоне. Движение их происходит в соответствии с циркуляцией в области Южно-Индоеокеанского антициклона. В монографии «Индийский океан» (1975) указывается, что чаще всего (до 8 раз в год) ураганы возникают в западной части океана, в районах Мадагаскара и Маскаренских островов.

Особенности атмосферной и водной циркуляции обуславливают закономерные изменения температуры воздуха по всей поверхности океана в полном соответствии с климатической зональностью. Однако охлаждающее влияние летнего муссона и Антарктиды вызывает заметное смещение термического экватора в летнее время к северу. В целом северная тропическая зона в Индийском океане теплее, чем южная. В Южном полушарии все климатические границы оказываются несколько сдвинутыми к северу по сравнению с таковыми в Тихом океане.

Максимум осадков — более 2,5 тыс. мм — приурочен к восточной области экваториальной зоны. Здесь же отмечается и повышенная облачность (более 5 баллов). Наименьшее количество осадков характеризует тропические районы Южного полушария, причем восточная часть океана более сухая. Облачность снижается до 2—3 баллов. В Северном полушарии ясная погода в течение большей части года характеризует Аравийское море. Максимумы облачности (в среднем за год более 8 баллов) отмечаются в антарктических водах.

Атмосферная циркуляция определяет циркуляцию поверхностных вод в Индийском океане. В северной части океана в связи с муссонным режимом наблюдается сезонная смена течений. Зимой устанавливается Юго-Западное муссонное течение, берущее начало в Бенгальском заливе, которое затем южнее 10° с. ш. переходит в Западное течение, пересекающее океан от Никобарских о-вов до берегов Восточной Африки. Здесь течение разветвляется. Одна ветвь идет в Красное море, другая, отклоняясь от берега материка на юг, доходит до 10° ю. ш. и затем приобретает восточное направление, давая начало Экваториальному течению, имеющему компенсационный характер. Это течение пересекает океан до берегов Суматры, где также развет-

вляется — часть вод уходит в Андаманское море, а основная часть направляется между Мальми Зондскими островами и северным берегом Австралии в Тихий океан. Летом юго-восточный муссон обеспечивает перемещение всей массы поверхностных вод на восток, и Экваториальное течение исчезает. Летнее муссонное течение начинается у берегов Африки мощным Сомалийским течением, к которому в районе Аденского залива присоединяется течение из Красного моря. У Никобарских о-вов и Суматры это течение дает поток на север, в Бенгальский залив, другая часть вод уходит на юг, вливаясь в Южно-Пассатное течение (см. рис. 19).

В Южном полушарии течения имеют более постоянный характер, и здесь сезонности в их распределении не наблюдается. Южно-Пассатное течение, возбуждаемое пассатами на северной периферии Южно-Индоокеанской области высокого давления, пересекает океан с востока на запад. Оно усиливается в зимнее (для Южного полушария) время, когда приобретает дополнительное питание за счет вод из Тихого океана, поступающих вдоль северного берега Австралии. Часть вод перемещается на юг, вдоль западного берега Австралии, основной же поток устремляется к Мадагаскару, где разветвляется, давая начало Экваториальному и Мозамбикскому, а также — вдоль восточного берега Мадагаскара — Мадагаскарскому течениям. Мозамбикское и Мадагаскарское течения сливаются юго-западнее Мадагаскара и образуют мощное теплое течение Агульяс. Южнее часть его вод уходит, огибая южную оконечность Африки, в Атлантический океан, а часть вливается в течение Западных ветров. Последнее обусловлено общим преобладанием западного переноса воздушных масс в умеренной зоне и, как уже отмечалось, охватывает весь океанический пояс умеренных широт Южного полушария. На подходе к Австралии от него отходит на север холодное Западно-Австралийское течение.

В Антарктике поверхностные воды подчинены циклонической циркуляции атмосферы, обуславливающей западное течение вдоль края Антарктиды и слабые северо-восточные потоки севернее 60° ю. ш. Эти воды подходят с юга к основному потоку течения Западных ветров, образуя здесь антарктическую линию конвергенции.

В целом система течений в Индийском океане может быть представлена в виде двух главных круговоротов. В зимнее время (для Северного полушария) выделяется северный круговорот, образуемый Муссонным, Сомалийским и Экваториальным течениями. Летом (для Северного полушария) Муссонное течение, приобретающее противоположное направление, сливается с Экваториальным, резко усиливая его, и в результате северный круговорот замыкается с юга Южно-Пассатным течением. Второй круговорот — южный — не подчинен сезонным изменениям и образуется течениями Южно-Пассатным, Мадагаскарским, Агульяс, течением Западных ветров и Западно-Австралийским. В Аравийском море, Бенгальском и Большом Австралийском заливах и в приантарктических водах действуют местные круговороты.

Советскими исследователями в Индийском океане было выявлено подповерхностное экваториальное течение, подобное течению Кромвелла в Тихом, получившее название течения Тареева. Оно наиболее четко выражено в зимнее время и, как течение Кромвелла, имеет компенсационный характер.

Как и в других океанах циркуляция поверхностных вод существенно влияет на распределение температуры воды и солености. В экваториальной зоне в течение круглого года температура поверхностных вод составляет около 28° как в западной, так и в восточной час-

тях океана. В Красном и Аравийском морях зимняя температура снижается до 20—25°, но зато летом в Красном море устанавливаются максимально высокие температуры для всего Индийского океана (30—31°). Высокие зимние температуры (29°) характерны также для района, прилегающего к северо-западной Австралии. В Южном полушарии, особенно южнее тропика, температуры воды на одних и тех же широтах как летом, так и зимой, в восточной части океана на 1—2° ниже, чем в западной.

Температура воды ниже 0° (—1°) в летнее время отмечается к югу от 60° ю. ш. Льдообразование в этих районах моря начинается в апреле. К концу зимы толщина припая может достигать 1—1,5 м. Таяние начинается в декабре—январе, и только к марту происходит полное очищение вод от припайных льдов. Среди ледовых образований в Индийском океане широко распространены айсберги, из которых наиболее крупные заходят даже севернее 40° ю. ш. Главными источниками зарождения айсбергов являются шельфовые ледники Эймери, Шеклтона, выводные ледники Земли Уилкса. Паковые льды у побережья Антарктиды сохраняются в течение всего года (Муромцев, 1951).

Максимальная соленость поверхностных вод (40—41‰) отмечается в Красном море. Высокая соленость (36‰) характерна также для южной тропической зоны, она связана с интенсивным испарением и малым количеством осадков. Экваториальная зона и районы океана, прилегающие к Бенгальскому заливу, как и в самом этом заливе, отличается пониженной соленостью (32—34‰). Южнее 45° ю. ш. соленость также понижается в связи с опресняющим воздействием ледового стока Антарктиды.

Глубинные воды Индийского океана формируются почти исключительно в южной приантарктической области. Кроме того, в северо-западной части океана в формировании глубинных вод принимает участие донный сток очень плотных соленых вод Красного моря и Персидского залива. Плотные воды из Красного моря опускаются вдоль берега Африки вплоть до ее южного окончания, где они смешиваются с Атлантическими глубинными водами. Южнее 60° глубинные воды вытесняются очень холодными донными водами, формирующимися в Антарктическом поясе океана в период осенне-зимнего охлаждения и осолонения. По мере опускания и движения к северу температура этих вод за счет смешивания с глубинными, так и соленость, постепенно повышается. На экваторе донные воды имеют температуру 1,4—1,6° и соленость 34,73—34,75‰, тогда как южнее 60° ю. ш. они еще имеют отрицательную температуру и соленость ниже 34,6‰. В западной части океана дальнейшему продвижению придонных вод к северу препятствует Аравийско-Индийский и отчасти Западно-Индийский хребты. В восточной части моря, где Центральноиндийский, отчасти Западно-Австралийский и особенно Австрало-Антарктический хребты, имеющие относительно небольшую высоту, не служат непреодолимым препятствием для придонных вод, последние, как отмечает А. М. Муромцев, проникают даже в Бенгальский залив, имея здесь на глубине 3 тыс. м температуру 1,4—1,8° и соленость около 34,8‰.

Толща вод, заполняющих Индийский океан, разделяется на несколько водных масс. В. Г. Нейман к северу от 40° ю. ш. выделяет центральную и экваториальную индоокеанские водные массы, занимающие верхний слой океана до глубины порядка 1000 м. Центральная водная масса распространяется на север до 15—20° ю. ш. Температура ее в этих пределах изменяется от 8 до 15°, соленость — от 34,6 до

35,5⁰/₀₀. Экваториальная водная масса имеет температуру 26—28°, более низкую соленость (33—34,5⁰/₀₀), значительные горизонтальные и вертикальные скорости перемещения. В южной части океана выделяют субантарктическую водную массу ($t^{\circ}=5-15^{\circ}$, соленость около 34⁰/₀₀) и антарктическую (t° от 0 до $-1,8^{\circ}$, соленость до 32⁰/₀₀ в связи с влиянием тающих льдов). Глубинные воды разделяются на три водных массы: очень холодная циркумполярная, образующаяся путем опускания поверхностной и промежуточной антарктических водных масс и притока циркумполярных вод из Атлантического океана; южноиндийская, формирующаяся в результате опускания субантарктических поверхностных и промежуточных вод; североиндийская, обусловленная главным образом плотными солеными водами, вытекающими из Красного моря и Оманского залива.

Глубже 3,5—4 тыс. м распространены донные водные массы. Большую их часть составляет холодная (около 0°) и с пониженной соленостью (34,6—34,7⁰/₀₀) антарктическая донная водная масса, образующаяся за счет погружения глубинной антарктической воды, которая севернее 10° ю. ш. благодаря смешиванию с североиндийской глубинной водой трансформируется в североиндийскую донную воду, отличающуюся более высокой температурой (до 1,7°) и соленостью (до 35⁰/₀₀). По мнению В. Н. Степанова (1974), донной североиндийской водной массой следует называть только воды Аравийской котловины, имеющие в качестве источника образования сток соленых вод из Красного моря и Персидского и Оманского заливов.

В Индийском океане имеется несколько зон особо интенсивного вертикального перемешивания, связанных с опусканием поверхностных вод или подъемом глубинных вод. Наиболее значительные из них северная и южная зоны конвергенции течения Западных ветров, а также зоны дивергенции к востоку от Мадагаскара и западнее Австралии. Как и в других океанах, зоны дивергенции характеризуются особенно пышным расцветом органического мира. Зонами апвеллинга, связанного со сгонными явлениями, следует считать прибрежные воды Аравийского моря и приантарктической части океана.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Фауна и флора Индийского океана имеют сходство с органическим миром западной части Тихого океана, что объясняется широким обменом между этими океанами через моря и проливы Индонезийского архипелага. В Индийском океане принято выделять три биогеографических области: тропическую (общая с Тихоокеанской тропической), умеренную и антарктическую.

Тропическая область выделяется исключительным богатством планктона. Особенно обильно «цветение» одноклеточной водоросли триходесмиум, когда поверхностный слой воды сильно мутнеет и меняет свою окраску из-за огромного количества этих водорослей. Для планктона Индийского океана характерно большое число светящихся ночью организмов: перидиней, некоторых медуз, гребневиков, оболочников. Довольно обычны ярко окрашенные сифонофоры, в том числе ядовитые физалии. Много также фораминифер, личинок моллюсков и ракообразных, в Красном море — птеропод и гетеропод. Главные представители планктона в умеренной и антарктической зонах — копеподы, эвфузиды и диатомеи. Последние здесь достигают не менее пышного развития, чем в антарктических водах Тихого океана.

Нектон Индийского океана весьма разнообразен. Среди рыб следует отметить корифену, тунцов, имеющих большое промысловое значение, нототений и разнообразных акул. Из пресмыкающихся имеются несколько видов гигантских морских черепах, морские змеи, из млекопитающих — китообразные (беззубые и синие киты, кашалоты, дельфины), тюлени, морские слоны, вымирающая дюгонь. Большинство китообразных (особенно настоящие киты) обитают в умеренной и приполярных областях, где благодаря интенсивному вертикальному перемещению вод возникают исключительно благоприятные условия для широкого развития планктонных организмов, являющихся главным продуктом питания синего и беззубого китов.

Фитобентос тропической области Индийского океана отличается развитием бурых водорослей — саргассовых, турбинарий; из зеленых широко распространена каулерпа. Пышно развиваются также известковые водоросли — литотамнии (из красных водорослей) и халимеда (из зеленых). Они участвуют вместе с кораллами в сооружении рифовых построек, главным образом в восточной части океана. В западной части известковые водоросли в рифовых ландшафтах принимают меньшее участие.

Из *высших растений* на песчаных грунтах встречаются заросли морской травы посеидонии. Особый фитоценоз образуют в прибрежных зонах мангровые заросли, очень типичные для Индийского океана. В умеренной и антарктической областях для фитобентоса наиболее характерны красные и бурые водоросли, главным образом из групп фукусовых и ламинариевых (бурые), порфира, гелидиум (красные). А в приполярных водах Южного полушария встречаются гигантские макроцисты.

Зообентос представлен разнообразными моллюсками, известковыми и кремневыми губками, иглокожими (ежи, офиуры, голотурии), многочисленными ракообразными, гидроидами, мшанками. Широкое распространение в тропической зоне имеют также коралловые полипы. Тропическая зона Индийского океана — один из районов классического развития рифовых построек.

Как и в других океанах, в Индийском живое вещество распределено крайне неравномерно. Если рассматривать распределение первичной продукции, то прежде всего бросается в глаза высокая продуктивность прибрежных вод, в первую очередь в Персидском заливе, в Красном и Аравийском морях, в Бенгальском заливе, вдоль побережья Африки и в меньшей степени Австралии, где первичная продукция составляет 250—500 или даже больше 500 мгС/м² в день. Резко выделяется тропическая «океанская пустыня» в Южном полушарии и в центральных частях Аравийского и Бенгальского заливов, характеризующиеся первичной продукцией менее 100 мгС/м². Экваториальная, умеренная и субантарктическая зоны пелагиали характеризуются средними значениями первичной продукции (100—200 мгС/м²). Как и в Тихом океане, величина первичной продукции резко возрастает на акваториях, прилегающих к океаническим островам. В особенности высоки ее значения на коралловых рифах. Сходная картина наблюдается и в распределении биомассы живого вещества. Максимальные значения (более 100 г на 1 м²) отмечаются в прибрежных водах западной и северной частей Индийского океана, минимальные (менее 10 г) — в тропической пелагиали Южного полушария.

По характеру донной абиссальной фауны дно Индийского океана (глубже 3000 м) Е. Ф. Гурьянова и Н. Н. Виноградова разделяют на две области: тропическую и антарктическую. Граница между ними

проходит примерно по 30° ю. ш., от Южной Африки к Южной Австралии. В какой-то степени такое разделение основывается на присутствии донных фораминифер в тропической области и более холодолюбивой донной фауны в антарктической. Более четкие различия Н. В. Парин (1975) видит в том, что тропическая абиссальная область характеризуется общим тихоокеанским обликом донной фауны (например, имеются общие с тропическим Тихим океаном виды глубоководных иглокожих, абиссальных рыб), а в субантарктической и антарктической области преобладают (до 80%) формы, общие для субантарктической и антарктической зон Мирового океана в целом.

Данные о первичной продукции и общая оценка биомассы в Индийском океане свидетельствуют о том, что его биологические ресурсы не беднее, чем в Тихом и Атлантическом океанах. Однако, если Атлантический океан дает в настоящее время 39% мирового улова рыбы (примерно 22 млн. т), то индийский — всего лишь 4—5% (около 3 млн. т). Это означает, что рыбные ресурсы Индийского океана реализуются еще в малой степени. В большинстве прибрежных районов рыболовство имеет местный потребительский характер. Промышленное освоение рыбных ресурсов субантарктических и антарктических вод Индийского океана началось лишь в последние годы. В открытых водах тропической зоны Индийского океана существует лишь один вид промышленного рыболовства — тунцовый промысел. Между тем, как показывают подсчеты имеющихся биологических ресурсов, вполне возможен, без подрыва базы возобновления биологических ресурсов, лов рыбы в Индийском океане в количестве 10—14 млн. т («Индийский океан», 1975). Таким образом, Индийский океан можно рассматривать как значительный резерв для мирового морского рыболовства.

Глава 8

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан — второй по величине и глубине после Тихого. Как и Тихий, он простирается от полярных широт Северного полушария до Антарктиды, т. е. не меньше его по протяженности с севера на юг, однако заметно уступает по ширине. Эти весьма общего характера и, казалось бы, чисто внешние особенности Атлантического океана имеют очень важное значение для его физической географии.

Атлантический — первый из океанов, с которым встретились представители древних цивилизаций. Это первый океан, пересеченный мореплавателями на заре эпохи географических открытий. Систематический глубоководный промер в середине прошлого столетия впервые был начат в Атлантическом океане, позднее, в 20-х гг. XX в., он же явился своеобразным полигоном для первых океанических эхолотных промеров. На материалах первых результатов изучения Срединно-Атлантического хребта зародилось учение о срединно-океанических структурах. Бросающееся в глаза внешнее сходство очертаний западного и восточного берегов Атлантического океана в 20-х гг. послужило отправным пунктом для возникновения мобилистической гипотезы А. Вегенера о раздвижении материков.

Основы гидрологии и гидробиологии океанов, как и промысловой океанографии, также были заложены на базе исследований и освоения именно Атлантического океана как водного пространства, омыва-

ющего берега и Европы, и Северной Америки и благодаря этому наиболее доступного для исследователей и промыслового флота европейских стран и США.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДНА

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. Последняя здесь представлена тремя областями — Карибской, морем Скоттия и Средиземноморской (рис. 37).

Подводные окраины материков. Обычно описание структуры дна Атлантического океана принято начинать с указания на то, что береговая линия океана несогласно срезает геологические структуры материков, что, по мнению А. В. Ильина (1976), «...определяет наложенный характер впадины Атлантического океана». Это обстоятельство принималось во внимание Э. Зюссом при его разделении морских побережий на тихоокеанский и атлантический типы, А. Вегенером при разработке им гипотезы дрейфа материков, сторонниками вторичного происхождения океанов путем и обрушения и затопления материковых платформ, а также сторонниками гипотезы «новой глобальной тектоники». Однако то, что береговая линия находится в несогласии с простиранием геологических структур, еще не является бесспорным доказательством «наложенного характера» Атлантического океана, так как эти структуры должны быть еще прослежены и на подводной окраине материка. Состояние же изученности структуры земной коры даже в области Атлантического океана еще далеко от того, чтобы была возможность хотя бы на протяжении подводных окраин материков детально проследить эти структуры вплоть до их контакта с океанической корой. Поэтому мы считаем, что утверждение о «наложенном характере», о «вторичном происхождении» Атлантического океана скорее основывается на умозрительных соображениях, нежели на фактическом материале.

Краткий обзор строения подводной окраины материков, как и в предыдущих региональных главах, мы начнем с шельфа. По нашим данным, 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. Характерной чертой строения поверхности шельфа в этом районе являются также глубокие впадины, называемые желобами (желоб Св. Лаврентия, продольные желоба на Гренландском шельфе, впадина зал. Мейн), являющиеся погруженными участками платформы, ограниченными разломами. Интересным элементом рельефа этого района шельфа являются также приподнятые банки, окаймляющие внешний край шельфа (Джорджес, Ньюфаундлендская, Гамильтон и др.), представляющие собой гигантские куэсты, сложенные моноклинально залегающими породами мезозойского возраста. На поверхности банки Джорджес выделяется также серия меридионально ориентированных гряд, сформированных приливными течениями за счет переработки песчаных флювиогляциальных отложений. К востоку от Ньюфаундлендской банки расположена отделенная от нее глубокой (более 1000 м) седловиной подводная возвышенность Флемиш-Кап. Бурением здесь вскрыты протерозойские породы, что позволяет ее рассматривать как часть подводной окраины Северо-Американского континента.

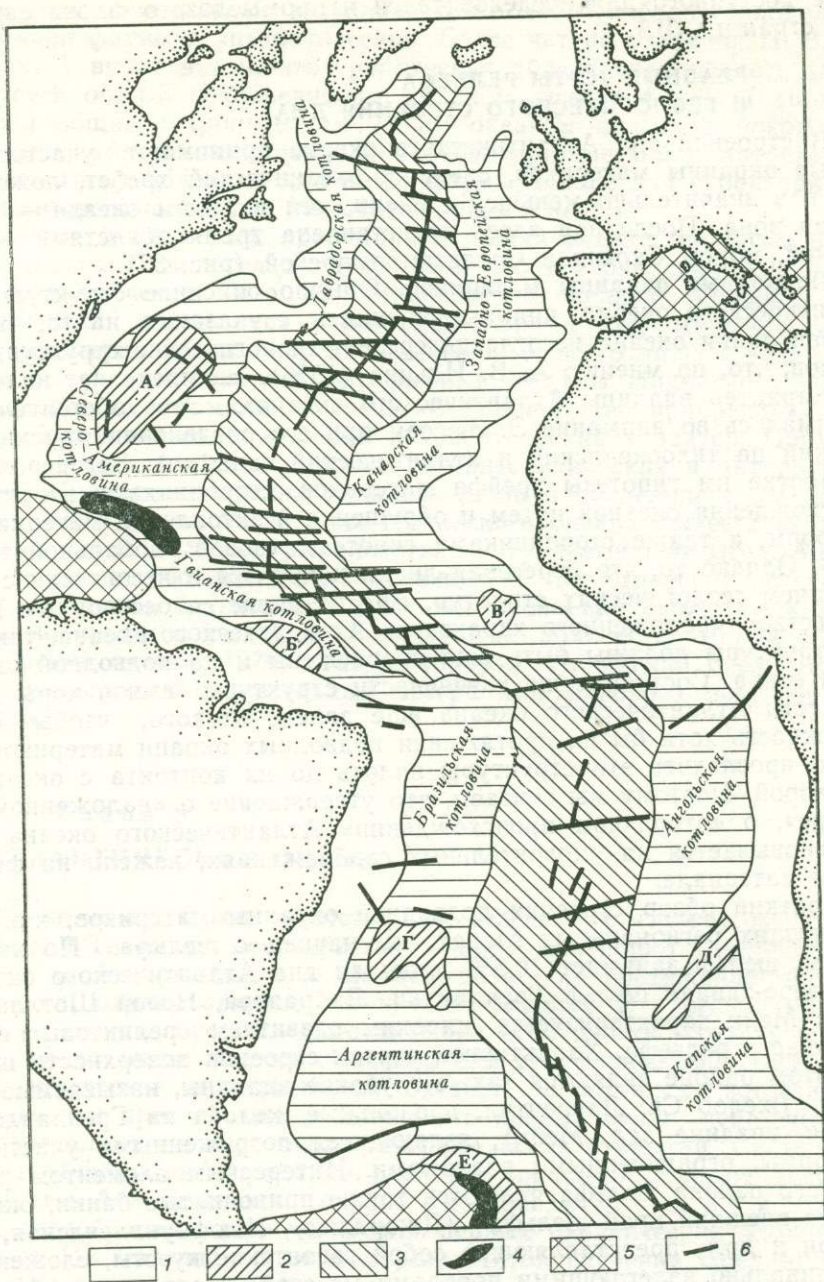


Рис. 37. Схема рельефа дна Атлантического океана:
 1 — котловины ложа океана; 2 — поднятия ложа (А — Бермудское, Б — Сьера, В — Сьерра-Леоне, Г — Рну-Гранди, Д — Китовый хребет, Е — Внешний); 3 — срединно-океанический хребет; 4 — глубоководные желоба; 5 — другие структуры переходных областей; 6 — разломы. Подводные окраины материков не заштрихованы

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, несмотря на то что большая часть его поверхности лежит на глубинах 300—1000 м. Предполагается, что это — результат энергичного воздействия Гольф-стрима на морское дно. Бурение на плато Блейк показало, что его геологическое строение аналогично строению прибрежной равнины и собственно шельфа или прибрежной отмели.

Материковый склон начинается на глубинах 100—200 м и отличается значительной крутизной; изоборожден большим числом подводных каньонов. Самый большой из них — Гудзон — лежит на непосредственном продолжении одноименной подводной долины.

Материковое подножие до плато Блейк представлено широкой наклонной равниной, образованной интенсивным накоплением осадков, главным образом отложений мутьевых потоков, выносивших массы осадочного материала из береговой зоны и с поверхности шельфа по подводным каньонам. В структурном отношении материковое подножие представляет собой глубокий прогиб, заполненный осадками, причем накопление их идет по крайней мере с юры. Интересно, что у основания уступа плато Блейк материковое подножие выражено в виде глубокой впадины (до 5,5 тыс. м глубины). По-видимому, это прогиб, некомпенсированный осадконакоплением. В строении материкового подножия участвуют также крупные подводные аккумулятивные формы, созданные донными абиссальными течениями.

К подводной окраине материка к юго-востоку от Флориды относятся также группа Багамских банок и островов, отделенных друг от друга и от флоридского шельфа глубокими проливами. Банки сложены коралловыми и оолитовыми известняками, на поверхности их развиты коралловые постройки и поля оолитовых карбонатных песков.

Ширина шельфа Мексиканского залива и глубина его внешнего края испытывают неоднократные изменения. Переходы от шельфа к материковому склону нечеткие. Однако нижняя часть склона почти всюду резко выражена в виде очень крутого уступа. Большая часть глубоководной впадины Мексиканского залива занята аккумулятивной наклонной равниной материкового подножия, особенно широкой на севере, где она представляет собой обширный конус выноса подводного каньона Миссисипи.

У берегов полуострова Юкатан шельф расширяется, поверхность его усеяна многочисленными коралловыми постройками. Наиболее своеобразная черта подводной окраины материка в районе Мексиканского залива — это широкое распространение известняковых шельфовых платформ, которые формируются здесь по крайней мере с юрского времени. Не только современные шельфы Флориды и Юкатана, но и оба эти полуострова по существу представляют собой части этого обширного шельфа, образование которого связано с карбонатным осадконакоплением, обусловленным рифообразующей деятельностью кораллов и известковых водорослей (Emeru, Uchupri, 1972). Это роднит их с Багамскими банками, возраст которых как кораллово-известняковых образований — не позже палеогенового.

В пределах всего этого обширного региона, включая и плато Блейк, американскими исследователями прослежен древний (юрско-нижнемеловой) барьерный риф огромной протяженности, в настоящее

время на большом протяжении погребенный под позднейшими осадками, но предопределивший местоположение внешнего края шельфа Флориды и Юкатана, плато Блейк и Багамских банок. Другой специфической особенностью этого региона является широкое развитие солянокупольных структур, хорошо выраженных в рельефе в виде многочисленных холмов и гряд, осложняющих строение поверхности шельфа, особенно материкового склона и подножия как в Мексиканском заливе, так и вдоль северного побережья Кубы, и связанных с распространением меловой эвапоритовой формации Пунта-Алегре.

Северная окраина Южной Америки окаймлена довольно широким шельфом. Восточнее о. 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 отмечены отмершие коралловые постройки.

На всем протяжении шельфа Северной Америки и охарактеризованной части шельфа Южной Америки в рельефе дна отчетливо выражены следы древних береговых линий, образованных в результате неоднократных изменений уровня океана в четвертичное время. На шельфе Гренландии близ Готхоба выявлена древняя береговая линия на глубине 50 м, к северу она деформирована тектоническими движениями и у о. Диско погружена до глубины 100—130 м. Ряд погруженных террас отмечен на шельфе США и Мексиканского залива. На Гвианском шельфе четко выражена береговая линия на глубине около 25 м.

У берега Бразилии шельф очень узкий, глубина его внешнего края не более 70—100 м. Поверхность выровнена, имеются отдельные небольшие коралловые постройки. У берегов Уругвая и особенно Аргентины шельф резко расширяется. Глубина внешнего края возрастает до 200 м, имеются выходы палеогеновых пород. Отмечается ряд древних структурных впадин, выполненных мощной толщей осадков, отложившихся в мезозое и кайнозое. Материковый склон Аргентины сильно растянут и имеет ступенчатую структуру. Южнее Ла-Платы он густо расчленен многочисленными подводными каньонами. На всем протяжении подводной окраины Южной Америки имеется широкая наклонная равнина материкового подножия. Местами над ее поверхностью выступают вулканические хребтики и небольшие массивы, а также отдельные подводные горы также вулканического происхождения. Многие из них приурочены к разломам широтного простирания, продолжающимися и за пределами материкового подножия.

Особый элемент подводной окраины Южно-Американского материка — это Фолклендское подводное плато, в виде клина выдающееся к востоку. По всей вероятности, это также опущенная часть шельфа. Здесь преобладают денудационные формы рельефа, отмечаются также крупные выступы дна, с севера плато ограничено крутым уступом, подножие которого лежит на глубинах до 6 тыс. м.

Подводная окраина Европейского материка по своему строению существенно отличается от североамериканской. Вдоль Шпицбергена и далее на юг протягивается четко выраженный материковый склон, который на этом участке можно рассматривать как 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 поверх-

ность, обязанная своим происхождением, по мнению Ф. Нансен, совместно действию морозного выветривания, приливов и волновых процессов. 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 описываемой 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 (наиболее значительная — банка Доггер, глубина над нею 49 м) и пологих впадин. Отдельные небольшие возвышенности дна связаны с погребенными соляными куполами и «соляными антиклиналями». В прибрежной части шельфа характерны длинные и высокие (до 20—30 м относительной высоты) песчаные гряды, построенные деятельностью приливных течений (рис. 38). Следы активного воздействия приливов на рельеф дна ярко проявляются также в строении поверхности дна Ирландского моря и пролива Ла-Манш. В последнем интересной формой является также крупная подводная долина, протягивающаяся вдоль оси пролива и начинающаяся еще в Северном море.

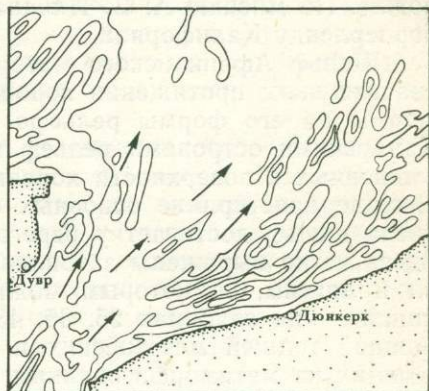


Рис. 38. Подводные песчаные гряды в южной части Северного моря. Стрелками показано направление течений

Шельф и в целом подводная окраина Европы к западу от Британских островов, Франции и Пиренейского п-ова обнаруживают непосредственную структурно-геологическую связь с главнейшими тектоническими структурами суши. Вместе с тем обращают на себя внимание крупные впадины, лежащие в основании материкового подножия с мощностями выполняющих их осадков порядка 5—7 км, что указывает на общность 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. К юго-западу от него расположена скалистая подводная возвышенность Роккол, состоящая из двух гребней и депрессии между ними. Глубина в депрессии превышает 1 тыс. м, а в наиболее высокой части возвышенности над водой выступают отдельные скалы. Рельеф поверхности холмистый, имеются реликты древних долин. Несмотря на значительную глубину океана над возвышенностью Роккол она, судя по геофизическим данным, представляет собой крупный участок материковой коры, испытавшей значительное погружение. К западу от Ирландии мы встречаемся еще с такого же рода участком — банкой Поркьюпайн. На мелководных участках поверхности этой банки имеется ряд гряд, образованных приливными течениями. Значительная же часть этого выступа подводной окраины материка лежит на глубинах

до 1000 м и только на этой глубине выражена бровка материкового склона.

Шельф Бискайского залива, кроме самого северного участка, узок и не имеет значительного покрова рыхлых отложений. Здесь преобладают денудационные формы рельефа, много скалистых банок и островов. Материковый склон в Бискайском заливе расчленен многочисленными подводными каньонами. Материковое подножие на всем протяжении подводной окраины Европейского материка имеет небольшую ширину, но как уже упоминалось выше, местами характеризуется большой мощностью слагающих его осадков.

Подводная материковая окраина Пиренейского полуострова имеет очень узкий, очевидно выработанный в структурах платформы шельф и сложно построенный материковый склон и материковое подножие. По мнению А. В. Ильина (1976), это бордерленд, аналогичный бордерленду Калифорнии.

Шельф Африканского материка отличается малой шириной. На значительном протяжении хорошо выражено влияние структуры платформы на его формы рельефа. Между Пиренейским полуостровом и Канарскими островами рельеф шельфа холмистый, много выступов, сложенных с поверхности коренными породами, нередко гряды, сохраняющие простирание основных структур Атласа. Максимального развития шельф достигает у берегов Сьерра-Леоне, Либерии и Гвинеи. Здесь четко выражены затопленные речные долины и дельты, пересыпи и лагуны, по которым можно проследить ряд древних береговых линий — на глубинах 25, 35, 45, 55, 80 и 90 м. Шельф здесь сложен мощной толщей мезозойских и кайнозойских осадочных пород, залегающих на метаморфизованных породах девона и кембрия.

Шельф Гвинейского залива также узкий и на большей части площади сложен песчаными осадками, он расширяется лишь у устья Нигера, где преобладают илистые отложения. На всем протяжении бровка шельфа расположена на глубине около 200 м. Поверхность шельфа ровная. У устья Конго он прорезан глубоководной подводной долиной. 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. Заканчивается шельф Африканского сектора обширным мелководьем банки Агульяс, к югу от мыса Игольного.

Материковый склон Африки почти всюду выражен в виде довольно крутого уступа, но местами заметно выполаживается или приобретает ступенчатую структуру, например, к востоку от шельфа Сьерра-Леоне и к югу от Китового хребта. 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. Вулканы насажены на складчатое основание, в тектоническом отношении являющееся непосредственным продолжением структур Атласа. В. М. Лавров и А. П. Метальников (1969) указывают, что Канарские острова состоят из двух разновозрастных морфоструктур. Ближняя к матерiku группа (Пурпурные острова) связана с герцинским простиранием, в ее строении существенно участвуют гипербазиты. Другая группа (Счастливые острова) относится к зоне альпийской складчатости. Современные действующие вулканы приурочены к последней группе, в Пурпурных островах отмечаются проявления недавнего вулканизма.

Для обеих групп островов характерно широкое развитие базальтовых лав. Расположенный южнее архипелаг Зеленого Мыса также представляет собой вулканический горный массив. На островах встречены граниты и сиениты древнего облика, четвертичные и современные излияния представлены базальтами и трахитами. Подводное основание островов Зеленого Мыса представляет собой вулканическую цепь, один из вулканов (на о. Фого) продолжает действовать и в настоящее время.

Материковое подножие между Канарскими островами и шельфом Сьерра-Леоне генетически связано с накоплением эффузивного материала, таким образом по своему происхождению оно сходно с «островными шлейфами» ложа Тихого океана. На остальной части подводной окраины Африканского материка материковое подножие имеет вид наклонной аккумулятивной равнины и генетически связано с длительным накоплением турбидитов. Интересно отметить, что в западной части Гвинейского залива, где крупных рек мало и большинство их впадает в лагуны, ширина материкового подножия значительно меньше, чем на остальной его части.

Подчеркнем довольно существенные различия в строении подводных окраин материков на западе и на востоке океана. Они нам кажутся значительно большими, чем те, которые следовало бы ожидать, приняв гипотезу раздвижения материков или литосферных плит и образования Атлантики таким путем. Интересная 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.

Переходная зона Атлантического океана представлена тремя областями — Карибской, морем Скотия и Средиземноморской. Все они отличаются большой сложностью строения.

В Карибской области известна целая серия разновозрастных островных дуг. В Антильских островах можно выделить дуги: Северо-Кубинскую, Кайман — Сьерра-Маэстра, Ямайка — Южный Гаити, известняковую и вулканическую островные дуги Малых Антильских островов. Кроме того, в рельефе дна Карибского моря выделяются подводные хребты Беата и Авес, также, по-видимому, представляющие собой морфоструктуры типа островных дуг. Кубинская дуга на западе состоит из двух ветвей — Северной, начинающейся антиклинорием Пинар-дель-Рио, и Южной, включающей поднятия острова Пинос, Тринидад. В провинции Камагуэй они сливаются в единое складчатое сооружение, сильно денудированное, которое далее на восток продолжается в виде северной кордильеры Гаити. Основная фаза горообразования относится к ларамийскому времени (конец мела — палеоген). Следующая островная дуга начинается в горах Майя на Юкатане, затем ее продолжением является подводный Кайманов хребет, далее горы Сьерра-Маэстра, центральные кордильеры Гаити и Пуэрто-Рико. Основная складчатость на большей части протяжения этого мегантиклинория происходила в миоцене. Интенсивная сейсмичность всей зоны и в особенности Кайманова хребта свидетельствует о том, что геосинклинальное развитие этой структурной зоны еще не закончилось. Еще одна островная дуга охватывает молодые тектонические структуры Никарагуанского подводного порога, Ямайку и южную кордильеру Гаити.

Современной островной дугой является двойная дуга Малых Антильских островов, состоящая из двух гряд. Известняковые острова образуют внешнюю гряду. Они сложены дислоцированными и мета-

морфизованными эоценовыми вулканитами, перекрытыми позднепалеогеновыми и миоценовыми известняками. Внутренняя дуга — вулканическая, это самый молодой орографический элемент Карибской переходной области. Эффузивная деятельность здесь началась в олигоцене и продолжается до настоящего времени. Состав продуктов извержения главным образом андезитовый.

К юго-востоку от островной дуги Малых Антильских островов расположен Барбадосский подводный хребет с о. Барбадос в северной части. Он сложен смятыми в складки флишевыми осадками эоценового возраста, перекрытыми также дислоцированными олигоцен-миоценовыми пелагическими отложениями. То, что Барбадосский хребет связан с желобом Пуэрто-Рико единой отрицательной аномалией силы тяжести, позволяет предполагать, что этот хребет представляет собой результат тектонической инверсии южного отрезка глубоководного желоба.

С юга Карибское море окаймляется также молодым складчатым сооружением — Карибскими Андами, основная часть которого расположена на континенте, а морским его продолжением служит о. Тринидад. Несколько севернее этого горного сооружения расположена островная дуга Подветренных островов. Подводный хребет Авес, вероятно, структурно связан с этой островной дугой. В пределах его известен ряд подводных вулканов. Подводный хребет Беата, вероятно, является более древней структурной формой.

Названные островные дуги и подводные хребты делят Карибское море на Юкатанскую, Колумбийскую, Венесуэльскую и Гренадскую котловины. Глубины их достигают 5 тыс. м, а Венесуэльской — 5420 м. На дне котловин преобладает равнинный рельеф, что обусловлено мощной толщей осадков, выстилающих морское дно. Основным типом донных отложений здесь являются известковые (фораминиферовые и коралловые илы).

В Карибской переходной области имеется три глубоководных желоба. Наиболее глубокий из них — Пуэрто-Рико (глубина 8385 м) — расположен с внешней стороны переходной области. Два других, являющихся продолжением друг друга, — Ориенте и Бартлет — находятся внутри переходной области.

Остров Куба сложен земной корой материкового типа. Промежуточный тип структуры земной коры отмечается под Пуэрто-Рико и подводным хребтом Авес. Остальные структурные элементы имеют субокеаническое строение земной коры, причем под островными дугами обнаруживается мощный слой уплотненных вулканогенных пород, близкий по геофизическим характеристикам ко «второму слою» океанической коры.

В переходной области моря Скотия (Гершанович, Дмитриенко, 1972) также выделяется система разновозрастных островных дуг. Из них наиболее молодым элементом, как и в Карибской области, является самая восточная дуга — Южно-Сандвичева, с вулканами, насаженными на валобразное поднятие. С внешней стороны дуги расположен одноименный глубоководный желоб с максимальной глубиной 8428 м. Внутри моря Скотия имеется ряд подводных поднятий, объединяемых в Восточное и Центральное нагорья и разделяющих восточную часть моря на три котловины (Южно-Сандвичеву, Южной Георгии и Лори). Кроме того, выделяется западная часть моря — бассейн Бердвуд, которая собственно уже является частью ложа Тихого океана и имеет типичную океаническую кору. Для остальной части моря свойственна субокеаническая кора, а северные банки (Бердвуд

и Лос-Эстасос), блоки островов Южная Георгия, Южные Шетландские, Южные Оркнейские сложены корой материкового типа.

Литература по геологии Средиземного моря столь обширна, что дать даже краткое изложение имеющихся по нему данных в рамках этой работы совершенно невозможно. Отметим лишь наиболее характерные черты, позволяющие рассматривать Средиземноморье как находящуюся в наиболее поздней стадии развития переходную область. Крупные островные и полуостровные массивы суши имеют различный возраст структур — от герцинского до позднеальпийского. В тектоническом строении Средиземноморья резко преобладает «материковый элемент» — материковый тип земной коры присущ не только побережью и подводной окраине материков Африки, Азии и Европы, но и некоторым котловинам Средиземного моря. Субокеаническое строение

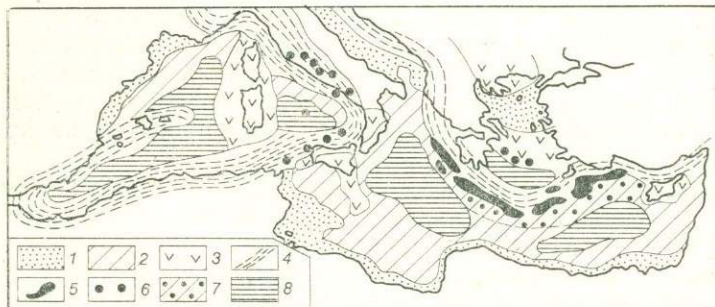


Рис. 39. Схема рельефа дна Средиземного моря:
 1 — шельф; 2 — материковый склон и материковое подножие;
 3 — доальпийские структуры; 4 — альпийские складчатые сооружения; 5 — глубоководные желоба; 6 — вулканы; 7 — Восточно-Средиземноморский вал; 8 — глубоководные котловины с субокеаническим типом земной коры

земной коры отмечается лишь в некоторых наиболее глубоких котловинах — Балеарской, Тирренской, Центральной и Левантинской, а также Черноморской и Южно-Каспийской. По-видимому, таково же строение дна Критской котловины. Ряд подводных поднятий (Балеарское, перемычка между Тунисом и Сицилией) имеют кайнозойский возраст орогенеза. Ионические острова вместе с Критом, Карпатосом и Родосом представляют собой единую (Критскую) островную дугу, которая сопровождается с внешней стороны Эллинским глубоководным желобом с максимальной глубиной 5121 м (Михайлов, 1965). Желоб, однако, отличается от большинства других глубоководных желобов как сравнительно небольшой глубиной, так и наличием ряда поперечных перемычек, разделяющих его на ряд узких вытянутых впадин. Критская котловина по отношению к этой системе «желоб — островная дуга» служит котловиной окраинного моря (рис. 39).

В результате глубоководного бурения, выполненного с экспедиционного судна «Гломар Челленджер», было выявлено широкое распространение в геологическом разрезе Средиземного моря соленосных пород (эвапоритов) верхнемиоценового возраста. Следовательно, в верхнем миоцене Средиземное море временно утратило связь с океаном и существовало как огромный бессточный бассейн. Сообщение с Атлантическим океаном возобновилось лишь в понте.

В Средиземном море до сих пор сохранилось несколько действующих вулканов. Вся зона Средиземноморья сейсмична, для его берегов

и островов свойственны высокие скорости и резкая дифференцированность современных тектонических движений. Все эти черты позволяют нам рассматривать Средиземноморье как своеобразную переходную зону, где развитие геосинклинального процесса продвинулось гораздо дальше, чем в рассмотренных ранее переходных областях.

Срединно-Атлантический хребет стал известен в своей северной части еще в 50-х годах прошлого столетия, но обстоятельное его изучение, заложившее основы представления о единой планетарной системе срединно-океанических хребтов, было проведено лишь в 1953—1963 гг., в результате чего он был описан в работах Б. Хейзена и его сотрудников (Heezen et al., 1959). Затем советскими исследователями он был прослежен к северу от Исландии. Наиболее полной сводкой данных о хребте является книга В. М. Лаврова (1980).

По современным представлениям, срединный хребет между Шпицбергом и Гренландией своим восточным склоном примыкает к материковому подножию и протягивается в виде узкого гребня, разбитого продольными дислокациями типа рифтов и осложненного подводными вулканическими пиками. Зона хребта совпадает с поясом эпицентров землетрясений. Южнее Шпицбергена простирается хребта меняется с меридионального на субширотное.

Меридиональный северный отрезок хребта получил наименование хребта Книповича (Гаккель и др., 1968), субширотный участок — хребта Мона. Этот хребет значительно шире, в своде его четко вырисовываются рифтовые морфоструктуры, хребет разбит также несколькими поперечными разломами. Наиболее значительный из них — разлом Ян-Майен, он сопровождается подводными и надводными вулканами. Южнее о. Ян-Майен расположено следующее звено системы — хребет Кольбейнсей. Он смыкается с шельфом Исландии и рифтовая зона его продолжается на поверхности Исландии в виде Большого Исландского грабена, борта и дно которого усеяны вулканами.

Продолжение срединно-океанической системы к югу от Исландии носит название хребта Рейкьянес. Срединно-океанический хребет здесь сильно расширяется. Вдоль разломов расположены подводные вулканы, один из них извергался в 1963 г., в результате чего здесь 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, который до Азорских островов имеет почти меридиональное простираение. Азорский вулканический массив расположен в зоне одноименного поперечного разлома, который прослеживается от подводной окраины Северной Америки до Пиренейского полуострова. Южнее залива Мейн с этой зоной разломов генетически связана цепь подводных вулканов Келвин, затем к востоку от них — вулканический массив Корнер, а у подводной окраины Иберийского массива — группа подводных вулканических гор Горриндж и др. В целом это одна из наиболее активных вулканических зон в Атлантике. В 1957 г. здесь происходило крупное подводное извержение, в результате которого образовался новый вулкан Капельныйш, причленившийся к о. Фаял.

К югу от Азорских островов расположена группа подводных вулканических гор Грейт Метеор (горы Платона), образующих поперечный гребень на восточном фланге срединного хребта. Рифтовая зона здесь до 18° с. ш. имеет юго-западное простираение. Хребет пересекается несколькими широтными разломами, из них наиболее крупная зона разломов — Атлантис. Южнее, до экватора, простирается хребта

меняется на юго-восточное. В районе экватора хребет сечет целый ряд разломов, по которым отдельные сегменты срединно-океанического хребта сдвинуты по отношению друг к другу в восточном направлении. С крупнейшими из этих разломов связаны глубокие поперечные впадины, например Романш с глубиной до 7856 м. Другие крупные разломы в приэкваториальной части срединного хребта — Вима, Сан-Паулу, Чейн. С разломом Сан-Паулу связан одноименный остров, представляющий собой одинокую скалу перидотита, возвышающуюся над уровнем моря на сотню метров. Возраст перидотитов на о. Сан-Паулу — 835 млн. лет (Melson et al., 1972).

К югу от экватора простирается Южно-Атлантический хребет, который сохраняется в целом меридиональное простираение. Поперечных секущих разломов здесь значительно меньше, чем в Северном полушарии. Хребет сильно развит в ширину, занимая более $\frac{1}{3}$ общей площади дна океана. С крупными поперечными разломами связаны очаги современного или недавнего вулканизма (о-ва Вознесения, Св. Елены, Тристан-да-Кунья).

В районе вулканического острова Буве, примерно на широте 55° ю. ш. простираение хребта меняется на субширотное, и Срединно-Атлантический хребет переходит в Африканско-Антарктический, отличающийся меньшей высотой и шириной, но сохраняющий рифтовую структуру гребня. Он огибает Южную Африку и простирается далее в Индийский океан.

Рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта на всем его протяжении от Норвежского моря до о. Буве совпадает с поясом эпицентров землетрясений, который продолжается далее к северу, уже в Северном Ледовитом океане, и к востоку от о. Буве, вдоль Африканско-Антарктического поднятия. О проявлениях современного и недавнего вулканизма в зоне хребта уже говорилось. Срединно-Атлантическому хребту присущи также линейные магнитные аномалии, по мнению большинства исследователей наиболее характерные для срединно-океанических структур. Сейсмические исследования показывают ненормально высокие скорости упругих волн под рифтовой зоной хребта, а геотермические — высокие значения теплового потока. Таким образом, Срединно-Атлантический хребет обладает всеми типичными геофизическими особенностями, свойственными этому типу планетарных морфоструктур.

В результате драгирования в рифтовых зонах были обнаружены ультраосновные породы и габбро. Аналогичные результаты были получены также и при драгировании во впадине Романш. По представлениям И. Н. Ельникова и Г. Н. Лунарского (1970), впадина Романш представляет собой довольно древнее образование, сформировавшееся, возможно, еще до возникновения срединного хребта, на что, по их мнению, указывает значительная мощность осадочного слоя и, видимо, «второго» слоя на дне этой впадины. Смещение отдельных сегментов хребта по разломам, в том числе и по разлому Романш, казалось бы, противоречит этому представлению, но вполне допустимо, что при очень давнем заложении разлом продолжает быть достаточно активным.

Ложе океана. Как и в других океанах, рельеф ложа Атлантического океана характеризуется сочетанием подводных хребтов, или поднятий, и котловин. В северо-западной части океана аккумулятивный Ньюфаундлендский хребет отделяет лежащую севернее его одноименную котловину от Северо-Американской. Ньюфаундлендская котловина цепочкой подводных гор, протягивающейся между банкой Флемиш-

Кап и г. Алтаир, отделена от Лабрадорской котловины. К югу от Ньюфаундленда в центральной части Северо-Американской котловины расположено крупнейшее подводное поднятие — Бермудское плато. Оно обращено на юго-восток крутым уступом, расчлененным своеобразными «ущельями», напоминающими крупные подводные каньоны. С поверхности плато сложено мощным (до 2 км) слоем осадков. Наиболее древние отложения, которые были вскрыты глубоководным бурением (Init. Reports v. XIV, 1972), — меловые (мощность вскрытого мела — 140 м). Геофизические данные свидетельствуют о том, что под мелом залегают еще осадочные породы и породы «второго» слоя. Мощность последнего около 4 км, под ним лежат, судя по сейсмическим данным, нормальные океанические базальты. Над поверхностью плато, в основном расположенной на глубине более 4 км, возвышаются отдельные вулканические горы, в том числе и те, которые образуют основу Бермудских островов. Сами острова сложены коралловыми известняками и в совокупности представляют собой подобие крупного атолла.

Крупной положительной формой рельефа в юго-западной части Северо-Американской котловины является аккумулятивный хребт Блейк-Багама (см. гл. 2), юго-восточнее вдоль глубоководного желоба Пуэрто-Рико протягивается Внешнее Антильское поднятие — типичный окраинный океанический вал, очень похожий на Вал Зенкевича в северо-восточной котловине Тихого океана. Как показало бурение (Init. Reports IV, 1970), под толщей рыхлых осадков мощностью около 400 м залегают уплотненные пелагические 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 предположениям А. В. Ильина, порог Пара является аккумулятивным образованием, обусловленным накоплением мощных выносов Амазонки, твердый сток которой составляет около 1 млрд. т в год. Сейсмоакустическое профилирование, проведенное в депрессии Демерера, протягивающейся параллельно поднятию Сеара, показало, что мощность выстилающих ее осадков не менее 2000 м. Поднятие Сеара представляет собой цепочку подводных вулканов, вытянутую параллельно подножию материкового склона.

Южнее расположена Бразильская котловина, в которой имеется две ориентированные с запада на восток гряды подводных гор. Северная из них интересна тем, что здесь на вершине одной из гор расположен единственный в Атлантическом океане океанический коралловый атолл — Рокас. Южная, более значительная по протяжению, состоит из нескольких гайотов и островов Тринидад и Мартин-Вас, сложенных нифелиновыми базальтами и фоолитами (Кленова, Лавров, 1975). Эти вулканические сооружения маркируют зону разломов, пересекающую Бразильскую котловину и далее на восток — Срединно-Атлантический хребт в районе о. Св. Елены.

Еще южнее, примерно в зоне 25—35° ю. ш., расположено крупное поднятие Риу-Гранди. Северный склон его очень крутой (до 12°), местами осложнен оползнями. Над общей холмистой поверхностью поднятия возвышаются вулканические горы, в поверхностных осадках встречены оливин и вулканическое стекло. Бурение показало, что на глубине около 100 м от поверхности дна залегают меловые отложения. Интересно, что в одной из скважин были вскрыты литифицированные ракушечники (по-видимому, также мелового возраста), что указывает на прибрежный характер условий осадкообразования.

К югу от Риу-Гранди лежит Аргентинская котловина. В ее пределах нет значительных поднятий, за исключением аккумулятивного хребта Сапиола в южной части котловины, который, по мнению Ле Пишона, образовался за счет действия донного антарктического течения.

В восточной части ложа океана выделяется прежде всего группа вулканических сооружений к юго-западу от Португалии, генетически связанная с Азорским разломом. К югу от возвышенности Зеленого Мыса расположено поднятие Сьерра-Леоне. Оно разбито широтными разломами, вдоль которых расположено несколько подводных гор.

Следующий орографический элемент дна океана протягивается от экваториального выступа срединного хребта на северо-восток к побережью Камеруна. На фоне общего волнистого, слабо расчлененного рельефа здесь 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 называют Гвинейским поднятием. Оно отделяет одноименную котловину от Ангольской. Последняя с юга ограничена глыбовым Китовым хребтом (см. рис. 37), с выровненной вершинной поверхностью, сложенной мощной толщей рыхлых осадков.

Описанные хребты, пороги и поднятия отделяют друг от друга океанические котловины. Ниже приводится перечень этих котловин с указанием их максимальных глубин, м.

Котловины к западу от срединного хребта	Котловины к востоку от срединного хребта
Гренландская 3880	Норвежская 3600
Лабрадорская 4480	Западно-Европейская 5668
Ньюфаундлендская 5819	Иберийская 5100
Северо-Американская 6594	Канарская 6501
Гвианская 4830	Зеленого Мыса 7297
Бразильская 6059	Сьерра-Леоне 6040
Аргентинская 6212	Гвинейская 5212
	Ангольская 5699
	Капская 5457
	Агульяс 5940

В отличие от рассмотренных ранее океанов, 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. Это, в свою очередь, обусловлено, во-первых, более равномерным притоком терригенного материала, а, во-вторых, отсутствием сплошного пояса котловин окраинных морей и глубоководных желобов на окраине океана.

Наиболее обширные площади плоских абиссальных равнин отмечаются в Северо-Американской и в Канарской котловинах. В целом они занимают не менее 20% площади ложа океана. Все же и здесь преобладает абиссальный холмистый рельеф, который более типичен для наиболее глубоких участков котловин, а также для участков, удаленных от подводной окраины материков.

Котловины и океанические поднятия характеризуются типичным океаническим строением земной коры. На большей части ложа мощность осадочного слоя составляет около 1 км (Орленок, 1976), а в пределах абиссальных плоских равнин западной части океана — до 2 км. К настоящему времени в Атлантическом океане в границах его

ложа пробурено несколько десятков глубоководных скважин. Наиболее древние породы, вскрытые бурением, — верхнеюрские (в Северо-Американской котловине). Весь охарактеризованный бурением разрез осадочной толщи представлен пелагическими глубоководными осадками. Под осадками повсюду хорошо выражен «второй» слой, состоящий, по-видимому, из переслаивающихся вулканитов и уплотненных осадков.

Краткий обзор строения рельефа ложа океана убеждает нас в том, что по существу каких-либо заметных отличий в структуре поверхности и в геологическом строении дна Атлантического океана от таковых Индийского и Тихого не наблюдается, что дает основание с сомнением относиться к довольно часто делаемому противопоставлению этого океана, как «вторичного», Тихому и восточной части Индийского, как «первичным» океанам.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Мелководные отложения в Атлантическом океане представлены главным образом различными по механическому составу терригенными осадками, в некоторых районах — коралловыми и оолитовыми. Шельф Антарктиды и частично материковый склон и подножие выстланы айсберговыми отложениями, на шельфе Исландии, а также на Азорском плато распространены вулканогенные. В целом мелководные отложения занимают около 20% площади дна Атлантического океана.

Среди глубоководных отложений наибольшее распространение имеют фораминиферовые илы. Они занимают около 65% всей площади ложа океана и срединных хребтов (см. рис. 29). Атлантический океан представляет собой часть Мирового океана, характеризующуюся наиболее далеким проникновением на север фораминиферовых илов, что связывается с обогревающим действием Северо-Атлантического течения и в соответствии с этим расширением ареала теплолюбивых фораминифер в северном направлении.

Глубоководная красная глина в Атлантическом океане занимает около 20% площади абиссали, она выстилает наиболее глубокие участки дна котловин. Литологически это очень тонкие по механическому составу осадки, всегда слабомарганцовистые, в ряде случаев слабожелезистые коричневого или кирпично-красного цвета. К полям их распространения обычно приурочены также ареалы развития железомарганцевых конкреций.

Радиоляриевые илы в Атлантическом океане отсутствуют (за исключением небольшого участка в Ангольской котловине). Из кремнистых отложений в южной части Атлантики хорошо представлены диатомовые. 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 особенностями донного рельефа и высокими скоростями придонных течений, препятствующих отложению очень легких скорлупок диатомовых на этом участке дна.

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 2500 м, приурочен в своем распространении к теплым водам. Самый большой ареал птероподовых осадков в Средиземном море, значительное пятно известно в экваториальной Атлантике, в пределах сводовой зоны Срединно-Атлантического хребта, а

также в Карибском море. Существенной чертой распределения донных осадков в Атлантическом океане является значительное распространение терригенных алевроитов и пелитов в некоторых котловинах ложа океана, т. е. там, где обычно залегают либо пелагические органические илы, либо красная глина. Развитием терригенных отложений на абиссальных глубинах характеризуются, в частности, Северо-Американская, Гвианская, Аргентинская котловины.

КЛИМАТ И ВОДЫ

Благодаря огромной меридиональной протяженности Атлантического океана в нем представлены наиболее полно все климатические зоны. Даже в Тихом океане мы не наблюдали столь «полного» набора климатических зон.

Атмосферная циркуляция над Атлантическим океаном определяется распределением основных барических областей. На крайнем севере и юге располагаются области пониженного давления — соответственно Исландская и Антарктическая области низкого давления. В субтропических широтах обоих полушарий расположены постоянные области высокого давления — Азорский и Южно-Атлантический максимумы. Они разделяются экваториальной областью пониженного давления.

Такое распределение барических областей определяет систему господствующих ветров в Атлантике. В умеренных широтах господствуют западные ветры, которые не только наиболее часты, но имеют и наибольшую балльность. В Северном полушарии зимой в связи с циклонической деятельностью, развивающейся в зоне полярного фронта, отмечается наибольшее число штормов. В Южном полушарии штормовые ветры господствуют в зоне западного переноса воздушных масс в течение всех сезонов года. В тропиках на обращенных к экватору окраинах антициклональных областей образуются пассатные ветры (северо-восточные в Северном и юго-восточные в Южном полушариях), весьма устойчивые, но редко достигающие штормовой силы. В Северном полушарии устойчивость ветрового режима в летнее время нарушается возникновением жестоких ураганов, формирующихся на тропическом фронте. Они обычно зарождаются у африканских берегов, достигают максимальной силы в районе Карибского моря и затем продвигаются вдоль окраины Северной Америки, постепенно затухая к северу.

В районе экватора происходит конвергенция пассатов, и здесь возникают мощные восходящие токи воздуха, обуславливающие высокую степень облачности неба и максимальное для Атлантического океана количество осадков. Муссонная циркуляция в Атлантике выражена слабо и не играет существенной роли.

Таким образом, над Атлантическим океаном поле атмосферного давления состоит из последовательно сменяющихся по меридиану антициклональных и циклональных систем: а) антициклональных систем над центральной частью Арктического бассейна и над Антарктидой; б) циклональных систем умеренных широт; в) антициклональных систем атмосферной циркуляции в тропических широтах. Экваториальная зона Атлантического океана — область сложного взаимодействия периферийных частей тропических антициклональных систем, что, в частности, находит свое отражение в возникновении тропических ураганов, представляющих собой наиболее мощные возмущения равновесия атмосферы. Механическая энергия одного урагана состав-

ляет огромную величину порядка 7—12 млрд. кВт, что эквивалентно энергии, выделяющейся при взрыве нескольких водородных бомб.

Водная поверхность океана оказывает сильное умеряющее действие на распределение температур воздуха, годовые колебания которых на экваторе менее 1°, в субтропиках — до 5° и лишь на 60° широты в обоих полушариях достигает 10°. Влияние материковых масс сказывается лишь на северо-западе и на крайнем юге, где годовые колебания достигают 25°. Самые холодные месяцы — февраль в Северном и август в Южном полушариях, самые теплые соответственно — август и февраль. Отмечается довольно заметное различие между западной и восточной частями океана между тридцатыми параллелями южной широты: средняя годовая температура воздуха над восточной частью океана почти на 5° холоднее, чем над западной. В Северном полушарии, наоборот, над восточной частью океана почти на 10° теплее, чем над западной. Заметные различия между температурами воздуха и подстилающей водной поверхности в ряде районов Атлантики вызывает образование сильных туманов, например, в районе Ньюфаундленда, Ла-Платы, а также у юго-западного побережья Африки. У берегов Западной Африки часты пылевые туманы. Самые низкие температуры воздуха над Атлантическим океаном отмечаются в приполярных районах, в пределах 60—70° с. и ю. ш. У побережья Гренландии в январе температура опускается до —50°, на побережье моря Уэддела в 1958 г. была зарегистрирована температура —32,3°. Самые высокие температуры характеризуют тропические районы, достигая здесь 29—30°.

Распределение поверхностных квазистационарных течений находится в определенной зависимости от указанных климатических особенностей. В тропических широтах пассаты вызывают мощные потоки теплых и соленых вод, образующих Северное и Южное Пассатные течения, пересекающие океан с востока на запад. Из них Южное частично заходит в Северное полушарие, а у мыса Кабу Бранку разделяется на две ветви; одна из них, отклоняясь к северу, образует Гвианское течение, которое затем, проходя через южные проливы Малых Антильских островов, уходит в Карибское море, другое течение следует к югу вдоль берегов Бразилии (Бразильское течение).

Северное Пассатное течение у Малых Антильских островов тоже раздваивается. Северная его ветвь продолжается на северо-запад вдоль берегов Больших Антильских островов (Антильское течение), а южная — через проливы между Малыми Антильскими островами вливается в Карибское море. Объединенный поток вод, пройдя море, через Юкатанский пролив втекает в Мексиканский залив, что создает значительное превышение уровня воды в этом заливе по сравнению с прилегающими районами океана. В результате во Флоридском проливе образуется сточное Флоридское течение, скорости которого более 2,5 узлов. Это течение, сливаясь по выходе из пролива с Антильским, дает начало знаменитому Гольфстриму. Последний, следуя вдоль американского побережья, на 40° с. ш. вследствие воздействия западных ветров приобретает восточное, а затем северо-восточное направление, получая в северной части океана наименование Северо-Атлантического. По мере продвижения этого течения к Британским островам от него ответвляется к северу течение Ирмингера, которое прослеживается к западу от Исландии и несет теплые воды в Гренландское море. Основной же поток вод Северо-Атлантического течения проходит между Исландией и Скандинавией и вливается в Северный Ледовитый океан, значительно смягчая климат в Европейском секторе Арктики.

Северный Ледовитый океан, в свою очередь, питает северную часть Атлантики двумя мощными потоками холодных опресненных вод: Восточно-Гренландским течением, проходящим вдоль восточного берега Гренландии, и Лабрадорским, берущим начало в море Баффина. Лабрадорское течение огибает Лабрадор, Ньюфаундленд и проникает далее на юг вплоть до мыса Гаттерас, оттесняя Гольфстрим от прибрежной части Северной Америки.

Как уже упоминалось, в Южном полушарии у берегов Южной Америки Южное Пассатное течение переходит в Бразильское, которое в районе Ла-Платы встречается с холодным Фолклендским течением, представляющим собой ответвление Течения Западных ветров. Вблизи южного окончания Африки от Течения Западных ветров ответвляется еще одно, Бенгельское течение, которое, распространяясь на север вдоль берега Юго-Западной Африки и Анголы, оказывает заметное охлаждающее воздействие на климат прибрежных районов Африканского материка. Постепенно отклоняясь к западу, Бенгельское течение в южной части Гвинейского залива замыкает антициклональный круговорот Южного Пассатного течения.

В эту, давно уже ставшую классической, схему горизонтальной циркуляции вод Атлантического океана в последнее время внесены значительные коррективы. Выявлены также интересные особенности глубинной горизонтальной циркуляции. Показано, что существенной чертой динамики вод северной части Атлантического океана являются гидрологические фронты — узкие наклонные зоны между двумя различными водными массами, в пределах которых отмечаются максимальные горизонтальные градиенты всех гидрологических характеристик. Пересечение этой зоны с поверхностью океана дает линию гидрологического фронта (Баранов, 1971). Распределение фронтов дает четкую картину определяющего влияния тех или иных течений в конкретных районах океана.

Установлено, что Гольфстрим получает основное питание (особенно зимой) не из Мексиканского залива, а непосредственно из Карибского моря. Мощные потоки Флоридского течения и Гольфстрима меандрируют. Длина волн меандров составляет около 220 км, а амплитуда — порядка 10—30 км. Меандры порождают «синоптические вихри», перемещающиеся в направлении генерального движения водного потока со средней скоростью 1—2 мили в сутки.

Предполагалось, что в Гольфстриме поступательным движением охватывается толща воды порядка 1000—1500 м, а далее воды практически неподвижны. В настоящее время установлено, что под Гольфстримом со скоростью до 20 см/с проходит мощное противотечение, основной стрежень которого лежит на глубине 900—3000 м. Противотечение идет довольно узким потоком вдоль нижней части материкового склона (Fuglister, 1972). Образование этого Западного Пограничного донного течения связано с донным стоком холодных вод из Норвежско-Гренландского бассейна. На плато Блейк это течение не проявляется, здесь господствует перенос воды в генеральном для Гольфстрима направлении со скоростью до 40 см/с (на глубинах порядка 800 м).

Общая схема поверхностной циркуляции может быть представлена в виде системы циклонических и антициклонических круговоротов (рис. 40). На северо-западной окраине океана проходит северный субполярный циклонический круговорот, образуемый течениями Восточным и Западным Гренландскими, Лабрадорским, Северо-Атлантическим и Ирмингера. Южнее располагается самый крупный субтропиче-

ский антициклонический круговорот, образуемый Гольфстримом, Северо-Атлантическим, Канарским и Северным Пассатным течениями. Последнее вместе с Северным Экваториальным противотечением об-

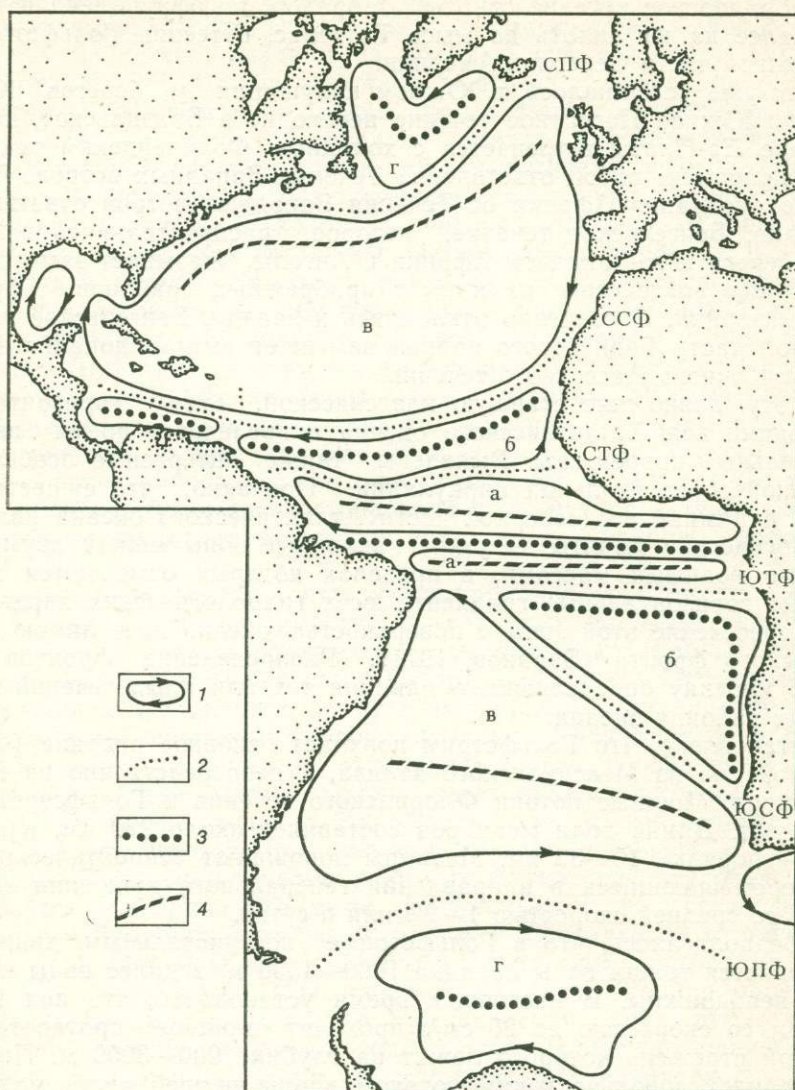


Рис. 40. Основные элементы геострофической циркуляции поверхностных вод Атлантического океана (по Р. П. Булатову, 1977):
 1 — океанические круговороты: а — тропические антициклонические, б — тропические циклонические, в — субтропические антициклонические, г — субполярные циклонические; 2 — гидрологические фронты: СПФ и ЮПФ — полярные, ССФ и ЮСФ — субтропические, СТФ и ЮТФ — тропические; 3 — дивергенции; 4 — конвергенции

разует также Северный тропический циклонический круговорот, а южнее его располагается Северный тропический антициклонический круговорот, формируемый Экваториальным, Гвинейским, Южным Пассатным и Гвианским течениями.

В Южном полушарии соответственно выделяются Южный тропический циклонический круговорот (Южное Пассатное, Бенгельское, Ангольское течения), южный субтропический антициклонический круговорот (Бенгельское, Бразильское и Течение Западных ветров). Наконец, в приантарктических водах океана выделяется Южный субантарктический круговорот. Как отмечает Р. П. Булатов, эти круговороты представляют собой устойчивые по времени крупномасштабные океанические циркуляции, которые, в свою очередь, осложняются круговоротами второго порядка или квазистационарными вихрями.

Крупным советским гидрологическим открытием явилось установление факта существования подповерхностного противотечения в экваториальной зоне Атлантического океана — течения Ломоносова. Оно пересекает океан с запада на восток под Южным Пассатным течением. Начало ему дает Антило-Гвианское противотечение, истоками которого, в свою очередь, служат ответвления Флоридского и Северного Пассатного течений (Корт, 1971). Течение Ломоносова достигает Гвинейского залива и затухает к югу от него. Сравнительно недавно в юго-восточной части океана было выявлено теплое Ангольское течение, что также внесло коррективы в ранее «устоявшуюся» схему поверхностных течений в южной Атлантике.

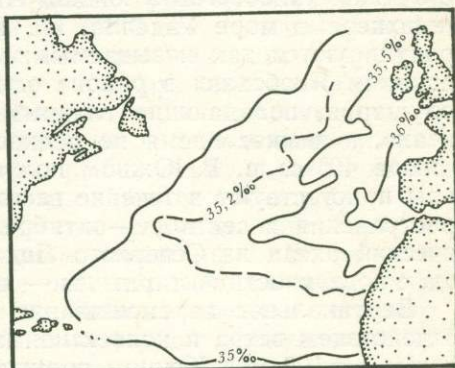


Рис. 41. Распределение солёности в ядре средиземноморских вод в Атлантическом океане (по В. А. Бубнову, 1971)

В последние годы было обстоятельно изучено мощное глубинное

Лузитанское течение в восточной части Атлантического океана, образующее придонным стоком вод Средиземного моря через Гибралтарский пролив (рис. 41). Выяснено, что основной поток вод Лузитанского течения направлен на север вдоль берега Пиренейского полуострова. У мыса Финистерре поток раздваивается, часть вод продолжает перемещаться на север, а другая часть ответвляется к Азорским островам. Влияние соленых вод Средиземного моря в северной части океана охватывает широкую, выклинивающуюся к западу область и проявляется в образовании особой промежуточной водной массы — средиземноморской, с повышенными солёностью и температурой.

Годовые колебания температур атлантических вод в общем невелики: в экваториально-тропическом поясе — не более 1—3°, в субтропиках и умеренных широтах — в пределах 5—8°. В приполярных широтах колебания температур меньше, чем в умеренном поясе — около 4° на севере и не более 1° на юге. Самые теплые воды — в экваториальных и тропических широтах: например, в Гвинейском заливе температура поверхностного слоя не снижается ниже 26°. В Северном полушарии к северу от тропика температуры постепенно понижаются, но еще на 60° с. ш. составляют в летнее время 10°. В Южном полушарии понижение температуры идет с возрастанием широты значительно быстрее и на 60° ю. ш. колеблется около 0°.

В целом океан в Южном полушарии холоднее, чем в Северном. Различия в температурах вод западной и восточной частей океана в обоих полушариях неодинаковы: в Северном западная часть холоднее

восточной, в Южном — наоборот. Из описанной выше схемы течений причины таких различий вполне ясны.

Соленость вод в Атлантическом океане изменяется согласованно с изменениями температур, но более плавно. Наибольшая соленость отмечается в субтропической зоне (до $37,25\text{‰}$). Здесь она связана как с температурными условиями, так и с влиянием стока из Средиземного моря. На экваторе, где отмечено максимальное количество осадков, соленость снижается до $35\text{—}34\text{‰}$. Резкое опреснение воды происходит в приустьевых районах (в заливе Ла-Плата $18\text{—}19\text{‰}$).

Льдообразование в Атлантическом океане происходит в приантарктических водах и в морях Гренландском и Баффина. Главным источником айсбергов в южной Атлантике служит шельфовый ледник Фильхнера в море Уэдделла. На Гренландском побережье айсберги продуцируются так называемыми выводными ледниками, в частности, ледником Якобсхавн в районе о. Диско. Плавающие льды в Северном полушарии, попадающие главным образом из Северного Ледовитого океана, в зимнее время не редкость. Айсберги здесь достигают даже в июле 40° с. ш. В Южном полушарии, южнее 55° ю. ш., плавающие льды присутствуют в течение всего года, достигая максимального распространения в сентябре—октябре. Суммарный вынос льдов в Атлантический океан из Северного Ледовитого составляет около 900 км^3 в год, с поверхности Антарктиды — около 1600 км^3 в год.

Вертикальное перемешивание воды в Атлантическом океане под воздействием ветра и конвективных процессов охватывает толщу мощностью от 100 м в Южном полушарии до 300 м в тропиках и в экваториальных широтах. Этот активный слой подстилается переходным слоем, отделяющим его от подповерхностных вод. Последние образуются в результате опускания поверхностной воды в областях субтропической конвергенции. Они заполняют глубины примерно до 700 м и характеризуются медленным движением в сторону экватора. Подповерхностная вода подстилается промежуточной водой, формирующейся в результате опускания поверхностных и подповерхностных вод в зонах субантарктической конвергенции. В Северном полушарии промежуточные воды формируются также в зоне конвергенции в районе Ньюфаундлендской банки и распространяются преимущественно в западной части океана. Особую водную промежуточную массу образуют соленые воды из Средиземного моря.

Южная промежуточная вода, образующаяся вдоль линии конвергенции Течения Западных ветров и антарктических вод, движется на север сначала на глубине 100—200 м, постепенно погружаясь до 900—1000 м. Она несет низкие температуры и резко выраженный минимум солености. Севернее 20° с. ш. промежуточная вода погружается глубже 1000 м, смешиваясь с северной промежуточной водой.

Глубинная водная масса Атлантического океана, залегающая под промежуточной, состоит из двух толщ различного происхождения. Верхняя глубинная вода образуется благодаря опусканию вод средиземноморской промежуточной массы. Это теплая, но очень соленая (до $37\text{—}38\text{‰}$) вода, которая, проникая в океан через Гибралтарский пролив в количестве до 52 тыс. м^3 , растекается по дну, устремляясь веерообразно в сторону Ирландии, на запад и на юг. В северной части океана средиземноморская вода находится на глубинах 1000—1250 м, а в Южном полушарии опускается до отметок 2500—2750 м, выклиниваясь южнее 45° ю. ш. Довольно быстро теряя свои температурные характеристики по мере погружения, средиземноморская вода, однако, устойчиво сохраняет показатели солености, будучи на ука-

занных глубинах всегда солонее, чем окружающие воды. Часть средиземноморской воды огибает южную оконечность Африки и проникает в юго-западную часть Индийского океана (Муромцев, 1951; Степанов, 1974).

Нижняя глубинная вода формируется в Северном полушарии на стыке холодного Восточно-Гренландского и теплого течения Ирмингера. Она движется, постепенно погружаясь от глубин 2500—3000 м в Северном полушарии до 3500—4000 м в Южном полушарии, примерно до 50° ю. ш., где она начинает вытесняться придонными антарктическими водами и, смещаясь на горизонт около 2 тыс. м, постепенно рассасывается и исчезает.

Донные воды Атлантического океана формируются преимущественно на шельфе Антарктиды. Будучи наиболее холодными, они всюду занимают наинизшее положение в гидрологическом разрезе и расползаются от района моря Уэддела к северу, переваливая через все орографические препятствия, и еще на 40° с. ш. сохраняют температуры не более 2° (Ross, 1970). Севернее 40° с. ш. отмечается присутствие местной придонной воды, образующейся в результате проникновения в океан холодных опресненных вод Гренландского моря.

В Атлантическом океане отмечается несколько областей апвеллингов, обычно приуроченных к зонам дивергенции. Вдоль всего западного побережья Африки тянется особенно мощная зона апвеллинга, но здесь это явление обусловлено главным образом ветровым сгоном воды, связанным с пассатной атмосферной циркуляцией. Области апвеллинга являются, в частности, акватории у островов Зеленого Мыса, у берегов Анголы и Конго, области дивергенции Южного Пассатного и Бразильского течений. Все эти области, благодаря апвеллингу, наиболее благоприятны для пышного развития морских организмов.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Органический мир Атлантического океана в видовом отношении беднее, чем Тихого, но в целом имеет много общего с органическим миром Тихого и Индийского океанов.

Донная флора Атлантики представлена в основном теми же группами, что и в Тихом океане, хотя и значительно меньшим числом видов. Для фитобентоса северной половины Атлантического океана наиболее характерны бурные водоросли, в основном фукоиды, а в сублиторали — также ламинарии и алярии, красные водоросли. Для литорали европейского побережья из числа фукоидов преобладают цистозиры. Здесь же широко развиты цветковые — зостера марина и зостера нана. В тропической зоне фитобентос представлен многочисленными зелеными водорослями, главным образом каулерпа, валония, кодium, из красных преобладают известковые литотамнии и литофиллум, из бурых — саргассовые. В Южном полушарии донная растительность представлена главным образом различными ламинариями, в том числе гигантскими макроцистисами, много красных водорослей.

Фитопланктон Атлантического океана насчитывает 245 видов. Примерно в равном количестве видов (60—80) представлены перидиней, кокколитофориды, диатомовые, имеется несколько видов синезеленых, из которых для северных прибрежных районов характерны фэоцистис, в тропических водах — триходесмиум. Диатомовые имеют четко выраженное зональное распространение, максимальное количество их обитает в умеренных широтах Северного и Южного полуша-

рий, причем основные виды на севере и на юге различны. Наиболее плотное население диатомовых (главным образом талассиозира) отмечается в полосе Течения Западных ветров.

Животные организмы, как и в других океанах, характеризуются наибольшим разнообразием видов в тропических водах и наибольшей биомассой в умеренной и приполярной зонах и в прибрежных водах. Отмечается некоторая, по сравнению с Тихим океаном, обедненность фауны: наиболее примитивные формы мечехвостов, некоторые древние рыбы, морские змеи в Атлантике отсутствуют. Кораллы из группы грибовидных (*Fungia*) представлены лишь одним родом, в Тихом — тремя. Из декапод 100 видов, имеющих в Тихом океане, в Атлантике отсутствуют. Фауна морских лилий, выших ракообразных, морских птиц в Атлантике значительно беднее по видовому составу. Однако некоторые группы рыб в Атлантическом океане представлены значительно богаче, чем в Тихом, например тресковые, сельдь, а также некоторые млекопитающие (например, тюлени).

Распределение бентоса, планктона и нектона имеет ярко выраженный зональный характер; при этом зонально изменяется и количество видов и общая биомасса. В антарктических водах из рыб преобладают нототении; бентос и планктон беден и видами и биомассой. В субантарктической зоне и в прилегающей полосе умеренной зоны биомасса достигает максимума, но количество видов значительно меньше, чем в тропиках. В зоопланктоне преобладают веслоногие рачки, птероподы, в нектоне — из млекопитающих киты, ластоногие, из рыб нототениевые. В тропическом поясе зоопланктон представлен многочисленными видами фораминифер и птеропод, несколькими видами радиолярий, веслоногими, личинками моллюсков и рыб. Характерны сифонофоры, различные медузы, из крупных головоногих — кальмары, а в числе бентальных форм — осьминоги. Промысловые рыбы представлены макрелью, тунцами, сардинами, в областях холодных течений — анчоусами. К тропической и субтропической зонам приурочены кораллы, которые, впрочем за исключением района Карибского моря, представлены значительно беднее, чем в Тихом и Индийском океанах. Летучие рыбы, морские черепахи, акулы также обитают исключительно в тропических и субтропических водах.

Умеренные широты Северного полушария, подобно умеренной зоне южной части океана, характеризуются обильной жизнью, при сравнительно небольшом разнообразии фауны. Из промысловых рыб наибольшее значение имеют сельдь, треска, пикша, палтус, морской окунь. Для зоопланктона наиболее характерны фораминиферы, копеподы. Районы Ньюфаундлендской банки и Норвежского моря характеризуются наибольшим обилием планктона — его средняя биомасса здесь больше, чем в соответствующих широтах в Тихом океане.

Глубоководная фауна Атлантического океана богата ракообразными, иглокожими, специфическими родами и семействами рыб, губками, гидроидами. Ультраабиссаль Атлантического океана изучена хуже, чем в Тихом океане. В желобе Пуэрто-Рико обнаружено несколько видов эндемичных полихет, изопод и голотурий, в желобе Романш — несколько неизвестных ранее форм мелких моллюсков-фильтраторов.

В Атлантическом океане выделяют четыре биогеографические области: 1) Арктическую, 2) Северо-Атлантическую, 3) Тропико-Атлантическую и 4) Антарктическую. При этом Арктическая область не является самостоятельной, а представляет собой часть Арктической биогеографической области Северного Ледовитого океана. В Атлантике к

ней относят море Баффина и прибрежные районы, прилегающие к Гренландии и Лабрадору. Северо-Атлантическая область охватывает в основном умеренные широты Северного полушария и ее отличительные особенности видны из предыдущего описания, так же как Тропико-Атлантической области, соответствующей тропическим и экваториальным широтам, и Антарктической области, охватывающей умеренную и субантарктическую зоны Южного полушария.

Атлантический океан с незапамятных времен является местом интенсивного морского рыбного и зверобойного промысла. Китобойный промысел в Бискайском заливе велся басками еще в XI—XII вв. Промысловый лов сельди в Северном море ведется со средних веков, а после открытия Америки, в XVI—XVII вв., разворачивается промысловое рыболовство на Ньюфаундлендской банке и банке Джордженс.

С изобретением гарпунной пушки в северной Атлантике киты были в основном выбиты еще в конце прошлого века. В послевоенное время, в связи с массовым развитием пелагического китобойного промысла, в антарктических водах Атлантического океана киты были близки к полному истреблению.

Резкое возрастание мощностей и настоящая революция в технике рыбного лова привели к тому, что промышленное рыболовство распространилось почти на все районы океана, причем интенсивность рыбного лова и зверобойного промысла стала принимать поистине угрожающие масштабы.

Как указывает Ю. Ю. Марти («Атлантический океан», 1977), общая оценка биологической продуктивности Мирового океана в целом, и Атлантического океана в частности, сделанная 15—20 лет назад, оказалась значительно завышенной, по крайней мере на 1—2 порядка. Расчет хозяйственной продукции велся на основе определения первичной продукции и не учитывалось число трансформаций этой продукции, связанных со сложностью трофических цепей в биологии океана. Причиной завышения оценки биомассы нектона явилось также то, что уровень конечной продукции неритической зоны экстраполировался механически на открытые зоны океана. Если ранее предполагалось, что допустимый объем лова в Атлантическом океане может составлять 50 т/км² в год, то фактически при чрезвычайной интенсивности современного лова средний улов в Атлантическом океане составляет лишь 0,25 т/км² в год. В течение последнего десятилетия улов рыбы в Атлантическом океане составляет 20—23 млн. т и около 1 млн. т китов, включая кашалотов. При этом лов ведется в основном на глубинах до 600 м, а добыча глубоководных рыб очень невелика. Все эти ошибки океанического рыболовства ведут к огромному оскудению рыбных запасов поверхностных вод океана и ставят их под угрозу полного уничтожения. Лозунг о «неисчерпаемости биологических ресурсов океана» оказался совершенно несостоятельным.

В последнее время часто указывается на то, что основной биологический ресурс Мирового океана — это не рыба, а планктон. Однако главную часть планктона составляет фитопланктон. Учитывая, что отношение биомассы фитопланктона к продукции составляет от 1 : 50 до 1 : 100, нельзя не сделать вывода о нереальности его промышленной добычи. Достаточно сказать, что для получения даже 1 т зоопланктона, отношение биомассы которого к продукции значительно выше, потребуется профильтровать до 1 млн. т воды.

Таким образом, по-прежнему главный ресурс практического использования морской биомассы Атлантического океана — это нектон. Но для его правильного потребления, как указывает Ю. Ю. Марти,

необходим строго регулируемый промысел. Переход к рациональным формам ведения рыболовства даст человечеству дополнительно белковые ресурсы и одновременно оградит океан от оскудения.

Глава 9

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

По географическому положению, величине, особенностям природных условий Северный Ледовитый океан отличается от остальных океанов. Это единственный океан, целиком расположенный в полярной зоне. По площади он в 13,5 раз меньше площади Тихого, в 7 раз — Атлантического и в 6 раз — Индийского океанов. Это единственный океан, более $\frac{2}{3}$ площади которого относится к подводной окраине материков. Резко отличается Северный Ледовитый океан также и по условиям поступления терригенного материала. Отношение площади океана к площади бассейна стока составляет для Северного Ледовитого океана 0,92, тогда как для Тихого — 0,04, для Атлантического — 0,3, для Индийского — 0,09. Вместе с тем, как будет показано ниже, прежде всего в геологическом и геоморфологическом отношении это все же океан, а не море, как одно время считалось. Да и по морфологическим показателям — площади, глубине — он все же сопоставим с остальными океанами.

ВАЖНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДНА

В результате исследований, проведенных главным образом советскими учеными в 50—60-х гг. нашего столетия, установлено, что строение рельефа дна Северного Ледовитого океана весьма сложное (рис. 42).

Подводные окраины материков. Более половины площади дна океана (50,3%) занято шельфом. Наибольшее развитие шельф получает вдоль берегов СССР. Ширина его здесь 1300—1500 км. Это крупнейшая шельфовая область Земли.

На западе Евразийский шельф Северного Ледовитого океана граничит с Атлантическим океаном¹ по почти прямолинейно протягивающейся в меридиональном направлении бровке, начинающейся несколько севернее Лофотенских островов и простирающейся до северо-западного окончания Шпицбергена. Далее бровка шельфа приобретает субширотное простирание, всюду располагаясь далеко от береговой линии континента и лишь к востоку от Северной Земли приближаясь к последней на близкое расстояние (50—60 км). Евразийский шельф можно разделить на Баренцевоморский, Карский, Лаптевский, Восточно-Сибирский и Чукотский.

Баренцевоморский шельф отличается максимальной шириной. Преобладающим типом его рельефа являются затопленные денудационные поверхности, сохранившие многочисленные следы четвертичных материковых оледенений. Аккумулятивные равнины со значительной мощностью рыхлых осадков расположены здесь лишь в отдельных внутренних впадинах и в шельфовых желобах — широких линейно

¹ Норвежско-Гренландским бассейном; здесь Северный Ледовитый океан рассматривается лишь в границах Арктического бассейна.

ориентированных понижениях поверхности, открывающихся своими «устьями» на материковом склоне.

Характерной особенностью Баренцевоморского шельфа является приподнятость его внешнего края, что находит свое выражение и в приуроченности к этой его части крупных архипелагов с горным релье-

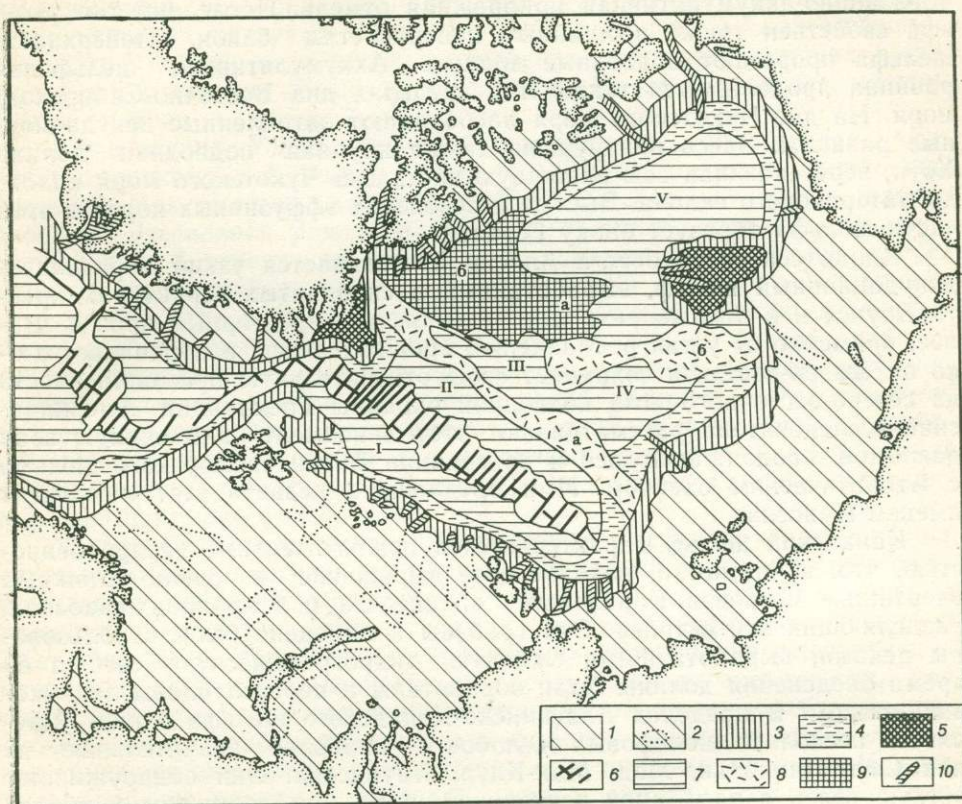


Рис. 42. Рельеф дна Северного Ледовитого океана (по О. К. Леонтьеву, Г. И. Рычагову, 1979):

1 — шельф; 2 — впадины и желоба шельфа; 3 — материковый склон; 4 — материковое подножие; 5 — краевое плато; 6 — срединно-океанический хребт (хр. Гаккеля); 7 — котловины ложа океана: I — Нансена, II — Амундсена, III — Макарова, IV — Подводников, V — Канадская; 8 — хребты Ломоносова (а) и Менделеева (б); 9 — плато Север (а) и Альфа (б); 10 — крупнейшие подводные каньоны

ефом и современным оледенением — Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Большой же части поверхности шельфа свойственны глубины более 200—350 м.

Глубоким шельфовым желобом Святой Анны Баренцевоморский шельф отделяется от Карского. Последний характеризуется многочисленными мелкими неровностями рельефа, обусловленными денудационной и аккумулятивной деятельностью ледника. На северо-востоке преобладает денудационный рельеф, тогда как на юго-западе простирается донная аккумулятивная равнина. Характерным элементом рельефа дна Карского моря является также глубокая (до 620 м) и узкая впадина — Карский желоб, протягивающийся вдоль Новой Земли.

На дне Карского моря хорошо прослеживаются затопленные реч-

ные долины, в том числе продолжения долин Оби, Енисея и Пуры, а также древние береговые линии. Здесь выделяют несколько древних береговых линий в интервале глубин от 250—300 до 50 м с возрастом от плиоцена до начала голоцена (?).

Преобладающим типом рельефа Лаптевского шельфа является морская аккумулятивная равнина, вдоль побережья хорошо выражена абразионно-аккумулятивная прибрежная отмель. Последний тип рельефа свойствен также вершинным поверхностям банок. Поверхность шельфа прорезают подводные долины. Аккумулятивная шельфовая равнина продолжается также и в пределах дна Восточно-Сибирского моря. На дне Чукотского моря преобладают затопленные денудационные равнины. Здесь обнаружена также крупная подводная долина Хоуп, пересекающая всю восточную часть дна Чукотского моря вплоть до материкового склона. Выступ мезозойских эффузивных пород в этой части шельфа образует банку Геральд.

Вдоль северного берега Аляски протягивается узкий абразионно-денудационный шельф, выработанный в складчатых структурах хребта Брукса и в отложениях, выполняющих его предгорный прогиб. Далее, примерно от устья р. Маккензи, бровка шельфа поворачивает резко на северо-восток и сохраняет свою относительную прямолинейность до северо-восточного угла подводной окраины Гренландии. Американские исследователи рассматривают этот линеамент как единую зону разломов, продолжающуюся и по границе Баренцевоморского шельфа с Атлантическим океаном. Ими предложено назвать этот линеамент именем Нансена.

Канадский шельф характеризуется исключительной раздробленностью, что, в частности, находит свое выражение в очень сложных очертаниях островов Канадского архипелага и в проливах-грабенах, разделяющих эти острова. Эти грабены в плиоцене были использованы реками, выработавшими сложную гидрографическую сеть, а во время оледенения долины были обработаны и переуглублены ледниковым стоком. В пределах Аляскинско-Канадского шельфа также выделяется несколько шельфовых желобов — наиболее значительные из них Смит-Линкольн, Мод, Мак-Клур, Амундсена. Они обнаруживают четкую связь с разломной тектоникой, и по ним заложены наиболее крупные подводные долины.

Материковый склон Северного Ледовитого океана имеет сложный ступенчатый рельеф и значительно шире, чем многие типичные материковые склоны в Атлантическом океане. Наиболее сложно его строение в той части, которая прилегает к Чукотскому и Восточно-Сибирскому шельфам. В. Д. Дибнер, Я. Я. Гаккель и др. (1965) выделяют здесь две крупные ступени, которые они называют аваншельфами и рассматривают как погруженные участки шельфа (Сибирский и Чукотский аваншельфы). Канадский материковый склон более узкий и крутой, он расчленен многочисленными широкими и плоскодонными подводными каньонами.

Материковое подножие, имеющее в Северном Ледовитом океане наибольшее развитие вблизи устьев шельфовых желобов и на участках, прилегающих к наиболее расчлененным подводными каньонами материковым склонам, занимает, по нашей оценке, около 900 тыс. км² и представлено главным образом наклонной волнистой равниной.

Геологическая структура подводной окраины материков в Северном Ледовитом океане такова. Южная часть дна Баренцева моря рассматривается как северная окраина древней Русской платформы, а северная — как одновозрастная ей Баренцевоморская плита. Карский

шельф в геолого-структурном отношении является продолжением Западной Сибири. Значительные пространства Сибирского шельфа в основе представляют собой мезозойские структуры, но северные участки шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей вместе с аваншельфами рассматриваются как остатки докембрийской Гиперборейской платформы. Канадский шельф является северной окраиной Северо-Американской докембрийской платформы, по периферии обрамленной герцинскими структурами и отчасти байкальскими и каледонскими. Мощность земной коры всюду в пределах подводной окраины материков изменяется от 35 км на шельфе до 15 км в пределах материкового склона.

Ложе океана. Узкая котловина ложа океана, прилегающая к Баренцевоморскому и Карскому шельфам, имеет название котловины Нансена. Максимальная глубина ее 5449 м. Дно котловины занято плоской абиссальной равниной, на американских картах названной Баренцевой. С севера ее ограждает срединно-океанический хребет Гаккеля, являющийся северным продолжением Срединно-Атлантического хребта. Для него характерно кулисообразное расположение рифтовых гребней и долин, с относительной глубиной расчленения до 3000 м. Местами возвышаются отдельные вершины, видимо, вулканического генезиса. Хребет отличается малой шириной — по существу он представлен здесь только рифтовой зоной. Фланги хребта, подобные тем, которые отмечены для срединных океанических сооружений других океанов, отсутствуют. В рельефе дна хребет Гаккеля отчетливо выражен примерно до 120° в. д.

Хребту Гаккеля свойственны полосовые магнитные аномалии, вытянутые по его простиранию, причем для осевой зоны значения положительных аномалий достигают 700 гамм, что, видимо, указывает на присутствие выходов ультраосновных пород в рифтовых трещинах (Карасик, 1968). Подобный «зебровидный» рисунок аномальных полей отмечен и на дне примыкающих к хребту Гаккеля океанических котловин, а также на продолжении восточного окончания хребта, из чего можно сделать предположение, что фланги хребта и его восточное продолжение погружены и погребены под толщами осадков. Измерения теплового потока в рифтовой зоне показали значения более 3 мккал/см²·с.

К рифтовой зоне хребта Гаккеля приурочены эпицентры землетрясений. Этот сейсмический пояс продолжается далее к востоку в виде системы Кольмо-Алеутских разломов. Возможно и другое продолжение этой системы — Верхоянские глубинные разломы, дислокации Алданского щита и Байкальской горной страны.

Севернее хребта Гаккеля протягивается котловина Амундсена с максимальной глубиной около 4490 м. В западной ее части рельеф абиссально-холмистый, центральная же и восточная части заняты плоской абиссальной равниной, которая американскими исследователями названа Полярной. Северный полюс, где папанитцы измерили глубину океана 4485 м, расположен в пределах этой котловины.

Ю. М. Пуцаровский (1976) со ссылкой на работу Р. М. Деменицкой и Ю. Г. Киселева указывает, что под осадками в котловинах Нансена и Амундсена обнаруживается толща пород, где сейсмические скорости составляют 5—6 км/с. Из этого делается вывод о присутствии здесь гранитного слоя и о вторичном происхождении этих котловин, с чем вряд ли можно согласиться. Большой диапазон указанных скоростей может в равной степени говорить и о присутствии «второго», а не гранитного слоя.

Обращенный к Северной Америке край котловины Амундсена примыкает к следующему крупному орографическому элементу дна Северного Ледовитого океана — хребту Ломоносова. Минимальная глубина над ним 489 м, относительная высота хребта — до 3000 м. Этот хребет начинается вблизи Земли Гранта и примыкает к материковому склону подводной окраины Азиатского материка примерно напротив Новосибирских островов. Я. Я. Гаккель и др. (1968) описывают этот хребет как массивное глыбовое линейно вытянутое сооружение с крутыми склонами, расчлененными подводными каньонами, и выровненной вершинной поверхностью. Гребень хребта покрыт осадками мощностью до 300 м. Среди обломков пород, собранных с его поверхности, наряду с базальтами и долеритами были обнаружены также кристаллические известняки, кварциты и ортогнейсы, аналогичные архейско-протерозойским и рифейским породам Земли Гранта. Из этого был сделан вывод о том, что хребет Ломоносова — складчато-глыбовая система каледонского возраста, сложенная корой материкового типа. Однако, учитывая широкий разнос айсбергового материала, этот вывод можно оспаривать. Сейсмические исследования, выполненные с дрейфующей станции Альфа (Ханкинс, 1964), показали на всем пути ее следования океанический тип коры. Еще раньше такое же заключение было сделано Дж. Оливером по наблюдениям за распространением поверхностных сейсмических волн типа Lg, волноводом для которых служит гранитный слой материковой коры. Оказалось, что волны этого типа не регистрируются в области Арктического бассейна, хотя отлично записываются на шельфе.

За хребтом Ломоносова расположена полоса ложа океана с очень сложным рельефом. К материковому склону Земли Гранта примыкает плато Север, с минимальными глубинами 1500 м, с многочисленными короткими гребнями, разделенными впадинами и отдельными конусообразными вершинами (подводная гора Остенсо и др.). Восточным продолжением этой морфоструктуры служит плато Альфа, имеющее также глыбовое расчленение поверхности и образующее как бы более низкую ступень по отношению к плато Север. Юго-западный край плато Альфа вздернут по глубокому разлому и образует глыбовый хребет Менделеева. Одним окончанием этот хребет причленяется к среднему отрезку хребта Ломоносова, а другим — к Чукотскому аваншельфу.

Между описанными морфоструктурами и хребтом Ломоносова расположены две относительно небольшие котловины. Одна из них, занимающая центральное положение, называется котловиной Макарова (глубина до 3900 м), другая, между хребтом Менделеева и материковым склоном, — котловиной Толля (глубина до 2800 м). Днища этих котловин на большей части их площади заняты плоскими абиссальными равнинами, сложенными осадками, мощностью до 3,5 км. Значение теплового потока в котловине Макарова равно 2,2 мккал/см²·с.

Между материковым склоном Северной Америки, Чукотским выступом и плато Альфа расположена самая обширная котловина ложа Северного Ледовитого океана — Канадская, или Бофорта. Глубина ее достигает 3850 м. Большая часть дна этой котловины занята Канадской плоской абиссальной равниной. В южной части котловины расположен обширный конус выноса Маккензи, относящийся уже к материковому подножию.

Как уже упоминалось, немногочисленные опубликованные сейсмические данные свидетельствуют об океаническом строении земной ко-

ры под абиссальной частью ложа Северного Ледовитого океана. Единственным отличием ложа этого океана является большая толщина слоя осадков на дне котловин, что приближает строение земной коры к субокеанической ее разновидности. В связи с мощным накоплением осадков для дниц котловин весьма характерен рельеф плоских абиссальных равнин. С другой стороны, широко распространены представления о вторичности Северного Ледовитого океана, о его недавнем образовании путем погружения материковых платформ. Однако достаточно надежных фактических данных, свидетельствующих в пользу этого мнения, в литературе не приводится, включая и новейшие работы (Киселев, 1980).

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Северном Ледовитом океане изучен только самый поверхностный (до 4 м мощности) слой донных осадков. Здесь не проводилось сбора образцов грунтов длинными трубками, не было глубоководного бурения, нет данных и о непрерывном сейсмоакустическом профилировании (последнее выполнялось только в южной части Чукотского моря). Свообразие донных осадков Северного Ледовитого океана заключается в том, во-первых, что они представлены исключительно терригенными отложениями и, во-вторых, что осадочный слой в целом более мощный, чем в других океанах (от 1000 до 3500 м). На шельфе распространены главным образом песчаные и алевритовые терригенные осадки, состав которых обнаруживает отчетливую связь с провинциями питания. Примесь биогенных известковых и кремнистых компонентов невелика. Влияние ледникового разноса проявляется в несовершенстве сортировки донных осадков и в присутствии грубых включений в сравнительно тонких осадках. Многочисленны находки реликтов субаэральных отложений.

В глубоководной части океана Я. Я. Гаккель с соавторами (1968) выделяют два типа осадков — глубоководные и весьма глубоководные. Осадки первой группы отлагаются на материковом склоне и на вершинных поверхностях крупных положительных форм рельефа ложа, а также на срединном хребте. Это — глинистый и мелкоалевритовый ил, реже крупный алеврит. На хребте Ломоносова и на некоторых других приподнятых элементах дна в заметном количестве (до 20%) в осадках присутствует песчаная фракция. Часты грубообломочные включения. В котловинах европейского сектора заметна также примесь биогенного известкового материала.

Весьма глубоководными осадками названы отложения, выстилающие днища котловин. Это главным образом глинистые илы, хорошо отсортированные, с малой примесью грубообломочного материала ледникового разноса. На большей части площади абиссальных котловин отмечается присутствие марганца, в связи с чем эти осадки могут быть названы слабомарганцевистыми. Указаний на обнаружение железомарганцевых конкреций в глубоководных осадках нами не было встречено. Однако существование таких конкреций на шельфе (например, в Баренцевом море) известно давно. Исключительно терригенный состав донных отложений и большая мощность осадочного слоя, устанавливаемая по сейсмическим данным, имеют общую причину — большой суммарный твердый сток многочисленных крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, и поступление минерального терригенного материала с айсбергами и речными льдами. Кроме того, суровый климат и низкие температуры воды не позволяют пышно развиваться из-

вестковым планктонным организмам и способствуют интенсивному растворению известковых частиц. Накопление же остатков диатомовых водорослей подавляется мощным поступлением терригенного материала.

КЛИМАТ И ВОДЫ

Географическое положение Северного Ледовитого океана в полярной зоне определяет его климатические условия. Благодаря этому положению в центральной части Арктического бассейна ледяной покров сохраняется в течение круглого года, хотя он и не находится в неподвижном состоянии. Существование огромных масс льда еще более усиливает суровость климата, обусловленную особенностями солнечной радиации в пределах полярной зоны.

В зимний период, продолжающийся здесь более 6,5 месяцев, над океаном устанавливается устойчивый барический максимум, центр которого несколько смещен относительно полюса в сторону Гренландии. Холодные сухие массы арктического воздуха в это время могут проникать в глубь окружающих океан материков, вызывая при этом резкое понижение температуры воздуха не только в умеренной, но и в субтропической климатической зонах. В это время в океане происходит образование пакового льда, а вблизи берегов — берегового припая по всей площади океана, за исключением юго-западной части Баренцева моря.

Летом (июль — сентябрь) антициклональные условия над океаном сменяются циклональными, благодаря формирующейся над его поверхностью барической депрессии, вызванной летним повышением температуры, а также в результате интенсивной циклонической деятельности на смещенном почти к самому полюсу арктическом фронте. Отопляющими факторами в этот сезон является также приток тепла с юга, с проникающим в полярную зону воздухом умеренных широт и с речными водами. Начинается таяние льдов, шельфовые моря освобождаются полностью или частично от ледяного покрова. В центральных районах океана, однако, паковые льды сохраняются и в летнее время года.

Ледяной покров изолирует поверхность вод океана от непосредственного воздействия атмосферы и солнечной радиации. В связи с этим, атмосферная циркуляция оказывает слабое влияние на циркуляцию поверхностных вод, которая формируется под влиянием иных, преимущественно гидрологических факторов. По В. С. Антонову (1968), важнейшим из них следует считать мощный приток атлантических вод в Северный Ледовитый океан (298 тыс. км³). Важными факторами гидрологического характера, влияющими на циркуляцию вод в Арктике, представляются также притоки тихоокеанских (30 тыс. км³), речных и глетчерных вод (4,5 тыс. км³). Баланс вод океана выравнивается за счет стока непосредственно в северо-восточную часть Атлантического океана (292,3 тыс. км³) и через проливы Канадского архипелага (41,7 тыс. км³).

Таким образом, основная масса воды, поступающей в Северный Ледовитый океан, приходит из Атлантики с теплым Северо-Атлантическим течением. По данным В. Т. Тимофеева (1963), на подходах к Северному Ледовитому океану атлантические воды отдают в атмосферу более 70% тепла, что оказывает важнейшее влияние на воздушную оболочку и ее динамику. Как показано В. С. Антоновым (1968), огромная теплоотдача поступающих в Северный Ледовитый океан атлантических вод является «мощным возбудителем современных атмосферных

процессов над обширной акваторией Северного Ледовитого океана». Отопляющее влияние атлантических вод через атмосферную циркуляцию, возбуждаемую ими в процессе теплоотдачи, значительно больше, чем через непосредственный перенос тепла и отдачу тепла холодным арктическим водам.

Гренландский антициклон, весьма устойчивый в течение всего года, также существенно влияет на местную атмосферную циркуляцию, способствуя образованию ветров, по своему направлению усиливающих стоковый эффект сброса вод из Северного Ледовитого в Атлантический океан.

Существенное значение в формировании поверхностной водной циркуляции в Северном Ледовитом океане имеет речной сток, хотя по объему, по сравнению с притоком атлантических вод, он невелик. Поскольку более половины речного стока сосредоточено у берегов Азии и Аляски, здесь возникает постоянное стоковое движение вод и льдов, которое пересекает океан и устремляется в пролив между Шпицбергом

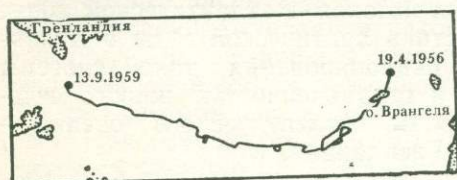


Рис. 43. Схема дрейфа полярной станции СП-6 (по З. М. Гудковичу, 1961)



Рис. 44. Схема поверхностных течений в Северном Ледовитом океане (по З. М. Гудковичу, 1961)

ном и Гренландией. Это направление выносного движения поддерживается также притоком тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив.

Таким образом, основное течение в Северном Ледовитом океане возникает в районе Чукотского и Восточно-Сибирского шельфов. Оно пересекает океан в широкой полосе, в пределах которой расположен и Северный полюс, и устремляется к северному побережью Гренландии, где основная масса вод вливается непосредственно в Атлантику через пролив между Гренландией и Шпицбергом, получая здесь дополнительный импульс под воздействием местных ветров, формирующихся над Гренландией. Это генеральное течение является механизмом, обеспечивающим общее направление дрейфа льдов и, в частности, полярных дрейфующих станций СП, неизменно заканчивающих свой путь вблизи выхода в Атлантический океан (рис. 43).

Между Аляской и этим генеральным течением возникает местный круговорот, примерно соответствующий Канадской котловине. Другой круговорот образуется восточнее Северной Земли (рис. 44). Возможно, что в образовании этих круговоротов играет роль конфигурация берегов и рельеф дна.

В Северном Ледовитом океане выделяют следующие водные массы: 1) поверхностная, имеющая низкую температуру (около $-1,65^{\circ}$) и пониженную соленость (последнее объясняется распресняющим действием речного стока, талых льдов и очень слабым испарением); 2) подповерхностная, еще более холодная (до $-1,8^{\circ}$), но более соленая (до

34,3‰), образующаяся при перемешивании поверхностной воды с подстилающей промежуточной; 3) промежуточная — это атлантическая вода, поступающая из Гренландского моря, уже с положительной температурой и повышенной соленостью (более 37‰), распространяющаяся до глубин порядка 750—800 м; 4) глубинная, также формирующаяся в Гренландском море, но в зимнее время, образующая единый поток, медленно ползущий от пролива между Гренландией и Шпицбергеном, преодолевающий орографические препятствия и достигающий района моря Бофорта примерно через 12—15 лет, считая от времени входа в пролив (температура глубинной воды около — 0,9°, соленость близка к 35‰); 5) донная водная масса, очень малоподвижная, застойная, практически не принимающая участия в общей циркуляции, накапливающаяся на дне наиболее глубоких котловин ложа океана (в котловинах Нансена, Амундсена и Канадской).

В. С. Антонов, отмечая широко известную изменчивость климатических условий, в частности ледовитости Северного Ледовитого океана, усматривает основную причину ее в обратносопряженной системе водообмена между Северным Ледовитым и Атлантическим океанами. Эта обратносопряженная система водообмена заключается в периодической смене активности двух встречных потоков — атлантической воды, поступающей с юга и юга-запада, и стока арктической воды в Атлантику. Возможность образования и функционирования такой системы обусловлена положением, размерами и ограниченностью живого сечения «главных ворот» Арктики со стороны Атлантического океана — пролива, отделяющего Шпицберген от Гренландии.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

Суровые климатические условия определяют значительную бедность органического мира Северного Ледовитого океана прежде всего по видовому составу, а применительно к большей части площади его акватории — и по биомассе. Исключение составляют Баренцево и Белое моря, для которых биомасса вполне сопоставима с более южными морями. Фитобентос морей Северного Ледовитого океана представлен главным образом ламинариями, фукусовыми, анфельдией, а в Белом море — также зостерой, развитие которой имеет, в частности, очень важное значение для рыбного хозяйства, так как сельдь обычно мечет икру на заросли зостеры. Наблюдавшееся в течение последних десятилетий падение урожайности зостеры отрицательно сказалось на промысловом лове.

Фитопланктон Северного Ледовитого океана представлен всего лишь 200 видами, из них 92 — это различные диатомеи. Кроме них, в фитопланктон входит несколько видов жгутиковых и кремне-жгутиковых. Ледовитость океана вынудила диатомей к своеобразному приспособлению к этой обстановке. Многие диатомовые становятся обрастателями, поселяясь на нижних, погруженных в воду поверхностях льдин. Некоторые виды диатомовых водорослей поселяются прямо на льду, обуславливая в момент «цветения» своеобразный желтовато-коричневый оттенок цвета поверхности ледяного покрова. Предполагают, что поселение диатомей на поверхности льда в целом ускоряет процесс таяния. Процент видов диатомей от общего количества видов фитопланктона возрастает в восточном направлении в соответствии с усилением суровости климата. В глубоководной части океана фитопланктон наиболее беден: всего 53 вида, из них 40 диатомовых и 10 периди-

невых. Диатомовая флора дает также и основную часть биомассы (от 79% в Баренцевом море до 98% в Арктическом бассейне).

Распределение зоопланктона также обнаруживает тесную связь со степенью суровости климата. В Баренцевом и Карском морях насчитывается 150—175 видов, в морях Восточной Сибири — 80—90, а в Арктическом бассейне — 70—80. Преобладающими группами являются веслоногие рачки (копеподы), простейшие, кишечнополостные, некоторые оболочники. Отмечается присутствие тихоокеанских видов в зоопланктоне Чукотского моря, что указывает на диффузное проникновение их из Берингова моря. Характерно широкое развитие солоноватоводных, в том числе и эндемичных форм на шельфовых морях, омывающих Сибирь и Северо-Восток.

Зообентос распространен еще более неравномерно. Наиболее богато животными бентальными организмами Баренцево море, где насчитывается более 1800 видов, а биомасса составляет более 100—300 г/м². В море Лаптевых известно лишь около 600 видов, средняя масса не превышает 25 г/м². Литораль сибирских морей поражает своей безжизненностью, что связано с воздействием припая и дрейфующих льдов. Наибольшее число видов приходится на полихеты, донные фораминиферы, мшанки, гидроиды и ракообразных, а из моллюсков — на двустворчатых и гастропод. О зообентосе Арктического бассейна известно мало. Видовой состав очень беден, а биомасса ничтожна.

В Северном Ледовитом океане насчитывается свыше 150 видов рыб. Наиболее многочисленны по количеству видов бычковые и бельдюговые, но промысловое значение их невелико. Из промысловых рыб наибольшее значение имеют тресковые, лососевые и камбаловые (в частности, палтус). Семейства скорпеновых и сельдевых представлены каждое лишь одним видом — соответственно, морским окунем и океанической сельдью, но именно эти виды составляют основу промыслового рыболовства в арктических водах. Многие рыбы не имеют непосредственного промыслового значения (например, сайда, бельдюговые), но представляют важнейший пищевой ресурс для различных животных, в том числе и промысловых млекопитающих (нерпы и белухи).

Широко представлены морские птицы, ведущие преимущественно колониальный образ жизни и гнездящиеся на берегах арктических островов. Все поселения этих огромных колоний — «птичьих базаров» — питаются и выкармливают свое потомство за счет пищевых ресурсов моря.

Для Северного Ледовитого океана характерны некоторые высокоорганизованные криофильные животные — китообразные (которые здесь, к сожалению, почти истреблены), моржи, тюлени. Все они имеют промысловое значение. Представителем фауны океана следует считать также белого медведя, жизнь которого связана в основном с дрейфующими и припайными льдами. Характерно, что белые медведи, будучи по какой-либо причине оторванными ото льдов, попадают в критическое положение и могут погибнуть от голода, так как не могут ловить рыбу или тюленей в воде, вопреки тому что многие авторы наделяют их такими способностями.

Довольно большие различия в органическом мире между районами приатлантическими, прилегающими к восточной Сибири и Северной Америке, и центральными позволяют выделить внутри Арктической биогеографической области три подобласти: Приатлантическую, Сибирско-Канадскую и Центральнoарктическую.

Приатлантическая подобласть характеризуется наибольшим богатством видов и максимальной биомассой, высокой продуктивностью.

В составе планктона имеются теплолюбивые фораминиферы, большое число видов копепод, а из фитопланктона, наряду с диатомеями, много перидиней. Нектон характеризуется громадными скоплениями промысловых рыб — пикши, трески, сельди, морского окуня, сайды, палтуса. Богат и разнообразен мир бентоса, обильна флора и фауна литорали. Еще недавно эта подобласть была известна китобойным промыслом. Сейчас киты редки, но еще много ластоногих, в особенности тюленей.

Сибирско-Канадская биогеографическая подобласть значительно уступает по биомассе и богатству видов предыдущей подобласти. Литораль здесь бедна, а местами совершенно безжизненна. В водах Чукотского и отчасти Восточно-Сибирского морей ощущается влияние тихоокеанской фауны. Шельфовые воды, однако, еще заметно населены и имеют промысловый интерес.

Центральноарктическая подобласть, соответствующая пелагической части океана и охватывающая также море Бофорта, отличается наименьшей населенностью. Фитопланктон представлен преимущественно небогатым набором видов диатомей, зоопланктон — несколькими видами копепод, гидромедузами и личинками рыб и ракообразных. Характерны белый медведь, моржи.

В заключение можно сказать, что несмотря на малое число автохтонных форм (преобладают атлантические, в меньшей степени тихоокеанские виды), в целом органический мир Ледовитого океана отличается большим своеобразием. «Фауна наших северных морей не поражает глаз наблюдателя ни яркими красками, ни причудливой формой тела», — замечает Л. А. Зенкевич (1951), но здесь же указывает на ряд очень специфических черт животного населения арктических вод. Не говоря уже о криофилах, с которыми мы встречаемся еще лишь в приантарктической части Мирового океана, как специфическая особенность отмечается гигантизм некоторых форм. Так, в Северном Ледовитом океане обитает самая большая медуза — цианея, колокол которой достигает в поперечнике 2 м, а длина щупалец — нескольких десятков метров. Встречается крупнейшая офиура — «голова Горгоны», известны гигантский одиночный восьмилучевой коралл умбеллула, морской паук пикногон, достигающий в размахе ног 30 см. Характерно также долголетие многих организмов. В холодных арктических водах все жизненные процессы протекают замедленно, и многие организмы достигают половой зрелости значительно позже, чем в теплых морях. Поэтому, например, мидии в Черном море редко доживают до 5—6 лет, а в Баренцевом море могут иметь возраст до 25 лет. «Долгожителями» являются многие рыбы, например треска (до 20 лет), камбаловые (до 30—40 лет). Фауна холодных морей — это, по выражению Л. А. Зенкевича, в значительной степени «фауна стариков».

Глава 10

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ, ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ, О ЛАНДШАФТАХ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

Изложенные выше сведения о компонентах природной среды Мирового океана свидетельствуют о том, что в пределах Мирового океана географические зоны выражены не менее отчетливо, чем на материках.

Вопросы физико-географической зональности в океанах освещаются в работах Д. В. Богданова (1978), К. К. Маркова (1968), о зональности природы океана говорится в трудах В. Г. Богорова (1969), Л. А. Зенкевича (1963), А. М. Рябчикова (1972). Конкретные проявления этого важнейшего физико-географического закона получили яркое отражение в природных картах океана в физико-географическом атласе Мира (1964), в «Атласе океанов» (1974, 1977). Представления о физико-географических зонах в океанах сформировались и укрепились главным образом за последнюю четверть века, характеризующуюся широчайшим размахом океанографических исследований.

С. П. Хромов еще в самом начале этого периода подчеркнул, что в силу большей однородности поверхности океана в сравнении с поверхностью суши, физико-географическая зональность в океанах должна быть выражена проще и очевиднее, чем на суше. Это не исключает, конечно, и заметных отклонений, закономерных сдвигов зональных границ, проявлений интразональных явлений в распределении природных факторов в океане, но это как раз те «исключения из правила», которые еще больше подчеркивают всеобщность закона географической зональности. На материках такого рода отклонения обычно связаны либо с влиянием морских пространств, либо с орографическими факторами, либо с эффектом переохлаждения или перегрева больших пространств суши. В океанах же подобные аномалии определяются особенностями поверхностной циркуляции вод (влияние холодных или теплых течений, обуславливающих в районах своего действия климатические характеристики, которые могут быть не свойственны данной широтной зоне), влиянием континентальных масс (охлаждающий эффект Антарктиды, муссонный режим), рельефом дна, влиянием речного стока, близостью к суше. При общей четкой выраженности зональности, границы зон на поверхности океана более подвижны и менее резки, чем на суше.

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Систематическое описание физико-географических зон в океане дано Д. В. Богдановым. В Атлантическом секторе Мирового океана, включая и прилегающую к Атлантике часть Северного Ледовитого океана, им выделяется ряд географических зон и дается сжатая их характеристика. Большая часть Северного Ледовитого океана лежит в *полярной* зоне. Вода и воздух здесь имеют низкие, преимущественно отрицательные температуры, поверхность воды покрыта льдом, в основном многолетним паковым. Низкая температура воды и недостаточная освещенность поверхностного слоя вследствие стационарности ледового покрова определяют обедненность флоры и фауны как по количеству видов, так и по биомассе. Своеобразное биологическое приспособление к этим условиям — развитие наледной флоры диатомовых. Хозяйственное значение полярной зоны океана ничтожно, рыбы и морского зверя мало, мореплавание либо крайне затруднено, либо невозможно.

Следующая зона — *субполярная* — соответствует полосе сезонных перемещений кромки льда. В ней расположены большие части Баренцева, Гренландского морей, Девисов пролив, моря Баффина и Белое. Летом эти воды свободны ото льда, температуры воды и воздуха выше нуля, поверхностный слой воды пронизывается солнечными лучами. Это способствует бурному развитию жизни. Хотя количество видов невелико, биомасса значительна. Обилие фитопланктона благоприят-

ствует массовому развитию зоопланктона, что обеспечивает большие кормовые запасы для рыб и высших животных (китообразных, ластоногих). Соответственно субполярная зона приобретает существенное народнохозяйственное значение — это одна из основных зон рыбного и зверобойного промыслов. Мореплавание в летнее время незатруднительно и лишь в сравнительно редких случаях требует применения ледокольного флота.

Южная граница субполярной зоны в Атлантическом секторе резко перекошена: на западе она доходит до Нью-Брансуика, лежащего почти на широте северной границы субтропиков в восточной части Атлантики. Такое одностороннее смещение зональной границы связано с охлаждающим действием Восточно-Гренландского и Лабрадорского холодных течений. На востоке граница между субполярной и умеренной зонами, напротив, сильно сдвинута к северу, причина чего — тепляющее действие Северо-Атлантического течения.

Южнее расположена *умеренная* зона, южная граница которой проходит от п-ова Кейп-Код на американском побережье до мыса Финистерре на Пиренейском полуострове. В эту зону включаются также Норвежское, Балтийское, Северное, Азовское моря и северные части Черного и Каспийского морей. Это зона западных ветров, восточных и северо-восточных течений, зона активной циклонической деятельности. Господствующие воздушные массы — полярный воздух умеренных широт. Температуры воды лишь в редких случаях опускаются ниже 5°, летние нередко выше 20°, осадков более 1000 мм, соленость близка к нормальной, тогда как в ранее рассмотренных зонах ниже нормы. Благодаря зимнему охлаждению происходит интенсивное вертикальное перемешивание вод, что способствует поступлению в верхние слои биогенных веществ. Поэтому жизнь здесь обильна и разнообразна. Много промысловых рыб, что делает эту зону важнейшей областью промыслового рыболовства. Умеренная зона является также районом наиболее интенсивного мореплавания, хотя безопасность последнего нередко нарушается сильными штормами — результатом циклонической циркуляции атмосферы.

К югу от умеренной зоны расположена узкая *субтропическая* зона. Ее южная граница проходит примерно по линии — мыс Канаверал — Капбланка. В нее входит также все Средиземноморье и большая часть Черного и южная половина Каспийского морей. Это зона высокого атмосферного давления, резко выраженной сезонности выпадения осадков, в течение большей части года — штилевой погоды. Соленость выше нормальной (до 39‰ в Средиземном море), что связано со значительным испарением. В зимнее время в субтропическую зону нередко смещаются пути циклонов, и тогда разражаются штормы большой силы, иной раз катастрофического характера. Природные условия благоприятны для развития жизни, однако при большом разнообразии видов биомасса менее обильна, чем в умеренной зоне. Соответственно и рыбохозяйственное значение описываемой зоны меньше. Специфичен промысел головоногих и крупных ракообразных.

С субтропической, зоной опускания антипассатов, тесно связана *тропическая*, где действуют пассатные ветры, обеспечивающие перенос масс воздуха в юго-западном, а воды — преимущественно в западном направлениях. Вода и воздух теплы, соленость поверхностных слоев высока (37,5‰ в центральной части). Населенность верхних слоев планктоном значительно меньшая, чем в соседних зонах, воды более прозрачны и обычно характеризуются ярко-синей окраской. Низкая плотность населения, повышенная соленость, высокие температуры

воздуха и воды, дефицит атмосферных осадков — все это дает основание рассматривать данную зону как зону океанских пустынь. Рыболовство имеет скромные масштабы. Ровные, несильные, устойчивого направления ветры — пассаты — издавна составили славу этой зоны как наиболее удобной для парусного судоходства из Европы в Америку.

Южная граница тропической зоны, по Д. В. Богданову, проходит по линии Пуэрто-Рико — острова Зеленого Мыса. Южнее ее расположена *экваториальная* зона. Ей свойственны наименьшие температурные амплитуды, обилие осадков и солнечного тепла, пониженная соленость вод. Перечисленные условия обеспечивают обильное и разнообразное развитие жизни. Это зона коралловых рифов (главным образом в западной части) и мангровых зарослей, огромного разнообразия специфических теплолюбивых морских организмов. Здесь много ценных промысловых рыб (тунцы, сардины, золотая макрель и многие другие), которые являются объектом интенсивного рыболовства. Имеет значение промысел головоногих, губок, морских черепах, жемчуга. Мореходству в экваториальной зоне способствует преобладание штилевой погоды; однако, тропические ураганы, хотя и редкие, могут достигать огромной силы.

В южной Атлантике те же зоны повторяются в обратном порядке — от тропической до полярной. Отметим лишь некоторые их отличительные, по сравнению с Северным полушарием, особенности. Географические границы зон здесь заметно сдвинуты к северу. Так, северная граница Южной Пассатной зоны проходит почти по экватору, т. е. экваториальная зона оказывается почти полностью в Северном полушарии. Южная граница тропической зоны перекошена — она у восточной окраины океана проходит намного севернее тропика, а на западе — почти настолько же южнее его. Это сказывается влияние холодного Бенгельского течения на востоке и теплого Бразильского на западе. Субтропическая зона в Южном полушарии выражена менее отчетливо. В целом она также заметно сдвинута к северу. Умеренная зона Южного полушария охватывает сплошным кольцом весь пояс Мирового океана примерно между 40 и 60° ю. ш. Она совпадает с поясом Течения Западных ветров и несколько холоднее, чем соответствующая зона Северного полушария. Параллельно ей протягиваются субполярная и полярная зоны Южного полушария. Первая из них охватывает южную часть пояса Течения Западных ветров и частично соответствует антарктической конвергенции вод. Значительная часть ее (южнее конвергенции) характеризуется пышным развитием фито- и зоопланктона, промысловых рыб и китообразных. Полярная зона Южного полушария отличается особенно широким развитием айсбергов, а также обширными шельфовыми ледниками, перекрывающими значительные площади приантарктической части океана.

В Индийском океане К. К. Марков (1968) выделяет тропическую, субэкваториальную, экваториальную зоны в Северном полушарии, а в Южном — также субтропическую, умеренную, субантарктическую (т. е. субполярную) и антарктическую (полярную). В экваториальном поясе Индийского океана характерен муссонный режим, свойственный почти всей северной части Индийского океана (за исключением Красного моря и северо-западной части Аравийского моря, где пассатная циркуляция не маскируется муссоном, и которые по этому признаку следует отнести к тропической зоне).

Наиболее полно физико-географические зоны представлены на обширных пространствах Тихого океана. Здесь также ярко выражены в Северном полушарии субарктическая, умеренная, субтропическая,

тропическая и экваториальная зоны. В Южном полушарии следуют с севера на юг тропическая, субтропическая, умеренная, субантарктическая и антарктическая зоны.

А. М. Рябчиков (1972) подчеркивает, что физико-географические пояса в океане, «как правило, более широтны, чем на суше», за исключением арктического пояса, границы которого под влиянием Гренландии и Лабрадорского течения, с одной стороны, и Гольфстрима, с другой, заметно отклоняются от параллелей. В целом положение географических поясов в океане определяется радиационным балансом, господствующей атмосферной циркуляцией и вертикальной циркуляцией воды. Границы между поясами нерезки. Вся система поясов, по А. М. Рябчикову, представляется в следующем виде (рис. 45).

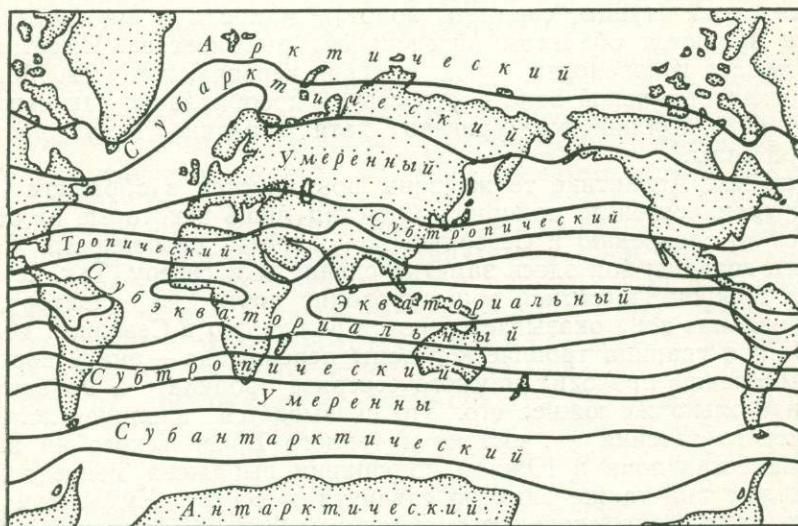


Рис. 45. Физико-географические пояса Земли (по А. М. Рябчикову, 1972)

1. **Арктический пояс** охватывает Арктический бассейн; баланс радиационного тепла хотя и положительный ($2-10$ ккал/см²/год), но все тепло расходуется на таяние льда и испарение, вследствие чего температура воздуха и поверхностного слоя воды отрицательная. Положительная температура воды под сплошным многолетним ледяным покровом поддерживается Северо-Атлантическим течением. Органическая жизнь океана бедна. Южная граница проходит по кромке несезонных льдов.

2. **Субарктический пояс** включает море Бофорта, северную окраину Атлантики, южные части морей Баренцева, Карского, Лаптевых, Берингова. Южная граница является границей сезонных льдов и айсбергов и примерно совпадает с Исландским и Алеутским минимумами. Зимой господствует арктический воздух, летом — умеренный. Радиационный баланс — $20-30$ ккал/см²/год, остаток летнего тепла (после таяния льда) идет на нагрев воды (до $+5^{\circ}$). Летом много света, тепла, что обуславливает обильный фито- и зоопланктон (до 200 мг/м³), богатую в количественном отношении фауну высших животных.

3. **Умеренный пояс** охватывает $40-60^{\circ}$ с. ш. Господствует умеренный воздух, зона западной атмосферной циркуляции. Радиационный

баланс около 40 ккал/см²/год. Вода имеет среднюю годовую температуру 10°. Активная циклоническая деятельность, часты штормы, высокая облачность, много осадков, пониженная соленость вод. Богат жизнью (200—500 мг/м³), дает до 2/3 мирового улова рыбы.

4. **Субтропический пояс** охватывает 30—40° с. ш. Радиационный баланс до 75 ккал/см²/год, средняя температура воды 15—16°. Зимой господствует умеренный воздух, летом — тропический; высокое давление, неустойчивые ветры, по восточным окраинам материков — муссонная циркуляция. Южная граница проходит через центры Азорского и Северо-Тихоокеанского максимумов. Лето сухое; сильное испарение обуславливает высокую соленость вод (38—40‰). Ослабление вертикальной циркуляции и как следствие — понижение биомассы планктона до 50—100 мг/м³, а также рыбных ресурсов. Из морей в этот пояс попадают — северная часть Мексиканского залива, Средиземное, Черное, южная часть Каспийского, отчасти Желтое и Японское.

5. **Тропический пояс** характеризует круглогодичное господство тропического воздуха, высокое атмосферное давление, пассатная циркуляция. Ограничен с севера (в Северном полушарии) примерно 30° с. ш., с юга — 20—15° с. ш. Малая облачность и ничтожное количество осадков. Радиационный баланс порядка 100 ккал/см²/год, высокая температура воды (средняя годовая порядка 20°), повышенная соленость (37—38‰), слабая вертикальная циркуляция; содержание планктона менее 50 мг/м³, животный мир разнообразен, но невелик по биомассе. Характерны коралловые постройки.

6. **Субэкваториальный пояс** характеризуется сезонной сменой тропического и экваториального воздуха; отмечается, что северный и южный субэкваториальные пояса сливаются в западных частях Атлантического и Индийского океанов. Большую часть года господствует пассат, летом — юго-западный муссон (особенно четко в Индийском океане). В распространении примерно совпадает с Пассатными течениями. Радиационный баланс до 120 ккал/см²/год, средняя годовая температура воды 25°. Слабая вертикальная циркуляция, умеренная биомасса (50—75 мг/м³), обильные осадки, пониженная соленость (около 33—34‰).

7. **Экваториальный пояс** имеет несплошное распространение (см. выше о субэкваториальном поясе), господствует экваториальный воздух, обильные осадки, пониженная соленость. Радиационный баланс около 115 ккал/см²/год. Повышенная турбулентность вод, большое разнообразие и обилие органического мира — биомасса более 100—150 мг/м³.

В Южном полушарии некоторыми специфическими особенностями распространения поясов являются: а) сдвиг границ поясов к северу; б) совпадение границы умеренного и субантарктического поясов с линией (зоной) конвергенции, а южной границы последнего — с границей плавучих морских льдов и крупных («столовых») айсбергов. Высокая динамичность южноумеренных и антарктических вод благоприятствует обилию жизни, содержание планктона здесь достигает 200 мг/м³, снижаясь до 50 мг/м³ в прибрежных водах Антарктиды.

Соотношения географических зон в океане и на материках были прослежены Д. В. Богдановым. Северная полярная зона соответствует арктической зоне ледяной пустыни и высокоарктической тундры, субполярная — субарктической зоне тундры и лесотундры. Умеренная в Северном полушарии — зоне тайги, широколиственных лесов и степи, северная субтропическая — зоне сухих и влажных субтропиков и северной части зоны пустынь. Северная тропическая, или пассатная, соответ-

ствуется зоне тропических пустынь и саванны, экваториальная — зонам саванны и экваториальных лесов. В Южном полушарии также отмечается соответствие южной пассатной зоны поясу саванн и пустынь Южного полушария, южная субтропическая — зоне южных сухих и влажных субтропиков. Южная умеренная зона на материках представлена лишь степями Южной Америки (Патагония) и смешанными лесами южной Тасмании и южной окраины Новой Зеландии, а субполярная — ландшафтами островов, попадающих в границы океанической субполярной зоны. Ледяная пустыня Антарктиды представляет собой непосредственное продолжение антарктической зоны Мирового океана.

Работами К. К. Маркова, Д. В. Богданова, А. М. Рябчикова намечена основа учения о физико-географических зонах Мирового океана, очерчена основная схема, которая должна углубляться, насыщаться содержанием и детализироваться в ходе последующих географических исследований в океане.

При общем соответствии географических зон на суше и в океане, в их биогеографических характеристиках имеются значительные различия. Если на суше наиболее богаты живым веществом экваториальная и субэкваториальная зоны, то в океане эти зоны гораздо беднее биомассой, чем умеренные и субполярные зоны, в особенности в Северном полушарии. Это связано с тем, что плодородие океана обусловлено не только непосредственно солнечной инсоляцией, но и особенностями циркуляции океанских вод.

Все усиливающийся научный и практический интерес к всестороннему изучению природных ресурсов океанов настоятельно требует постановки и развития специальных физико-географических исследований Мирового океана. По многим печальным опытам так называемого «преобразования природы» материков, предпринимавшегося без учета внутренних связей природных компонентов, можно судить с уверенностью, что лучше это сделать «рано», чем поздно. Уже сейчас, хотя человечество только начинает серьезное освоение ресурсов океана, есть ряд примеров, когда одностороннее воздействие на какой-либо природный компонент в морях или океанах без учета всей природной обстановки в целом приводит к печальным и необратимым последствиям.

О ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ПРИРОДЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Первый опыт специальных физико-географических исследований в океане был проведен в 1971 г. во время шестого рейса НИС «Дмитрий Менделеев», где основное внимание было обращено на изучение островов тропической зоны Тихого океана, в том числе физической географии этих островов. Результаты этих физико-географических исследований изложены в книге Г. М. Игнатьева (1979), который, в частности, отметил, что на океанических островах растительный покров далеко не всегда является ярким выразителем зональности. Кроме сложного влияния самого океана на наземные ландшафты очень пеструю картину природных комплексов нередко создают различия в геологическом строении. Ярким примером такого рода является остров Лорд-Хау в Тасмановом море, где именно благодаря пестроте геологического строения и сложности истории формирования острова на очень ограниченной площади (размеры острова всего 14 км длины и 3—3,5 км ширины) мы наблюдаем сочетание таких ландшафтов, как молодая морская равнина, современный и древний дюнные ландшафты,

эрозионно-вулканическое низкогорье, тропические пальмовые и жестколистные леса, субтропическая кустарниковая растительность.

Г. М. Игнатьев отмечает, что при рассмотрении физико-географических закономерностей природы океанических островов необходимо прежде всего выделить два принципиально разных типа островов — высокие и низкие. На высоких островах ярко проявляется вертикальная зональность. Обычно они, особенно крупные, имеют пестрое геологическое строение. Низкие острова имеют однородное геологическое строение, обедненную растительность и в гораздо большей степени подвержены нивелирующему климатическому воздействию океана.

Одним из важнейших критериев выделения физико-географических зон на островах океана является количество атмосферных осадков. Изогеты 2500, 1500 и 800 мм могут рассматриваться как достаточно надежные зональные границы, во всяком случае, в пределах экваториально-тропического пояса Тихого океана. Острова, получающие более 2500 мм осадков, расположенные в зонах конвергенции пассатов, характеризуются влажными тропическими лесами, как господствующим типом ландшафта. На подветренных склонах преобладают листопадные вечнозеленые леса. Эта подзона влажных тропических лесов образуется в соответствии с положением фронтов конвергенции пассатов две ветви: северная из них охватывает острова Яп, Палау, Каролинские и Маршалловы; южная ветвь — северную часть Новой Гвинеи, архипелаг Бисмарка, Соломоновы острова, Новые Гебриды, Фиджи, Самоа. Изогета 800 мм оконтуривает засушливую подзону, располагающуюся между фронтами конвергенции (см. рис. 33). Здесь уже нет пальм, хлебного дерева, папоротников, эпифитов, преобладают жестколистные кустарники и низколесье. В эту подзону из островов тропического пояса Тихого океана попадают острова Феникс, Лайн, а на востоке — Гапагос. Промежуточное положение занимают острова Гилберта, Новая Ирландия, Кука, а на юге — Новая Каледония и Тонга с пальмовой растительностью, но отличающихся отсутствием «лесов туманов» и преобладанием листопадно-вечнозеленой растительности.

Границы относительно засушливой подзоны, по мнению Д. Стоддарта (Stoddart, 1976), определяются экваториальным апвеллингом. Нам представляется, что наряду с этой причиной, образование засушливой зоны по экватору в Тихом океане связано также со значительной шириной океана и уже отмеченным ранее обособлением двух зон конвергенции пассатов — в Северном и Южном полушариях. В более узком Атлантическом океане такое обособление отсутствует.

Обилие планктона и nekтона в зоне экваториального апвеллинга благоприятствует интенсивному заселению расположенных в ней океанических островов массой морских птиц. Так, только на о. Рождества (архипелаг Лайн) популяция крачек *Sterna fuscata*, по Д. Стоддарту, составляет около 15 млн. экз. Крачки, а также олуши *Sula sula* — важнейшие производители гуано. Поскольку сохранность его в значительной степени зависит от количества атмосферных осадков, залежи гуано на островах Тихого океана имеют зональное распространение. Такое же зональное распространение имеют на островах Тихого океана месторождения фосфоритов, образующихся из гуано в результате химических реакций, связанных с частичным замещением кальция (в коралловых известняках) фосфором. В частности, к числу богатейших месторождений фосфатов, образовавшихся в этой зоне, вернее на ее западном продолжении (по-видимому, в недавнем прошлом засушливая зона продолжалась далеко на запад), относится месторождение на о. Науру.

В. И. Лымарев (1978) совершенно справедливо отмечает, что по существу имеется три системы океанических зон: поверхностная (которая была рассмотрена нами выше), внутриводная и донная. Внутриводная зональность, по его мнению, охватывает промежуточные и глубинные водные массы, т. е. толщу воды мощностью 2,5—3,5 тыс. м. Здесь он выделяет три океанических зоны: арктико-бореальную, экваториально-тропическую и антарктико-полярную. Дальнейшее разделение донной системы физико-географических зон В. И. Лымаревым ведется на основе моей работы (1971).

К. М. Петров (1971) считает, что по мере удаления от берега, в связи с ухудшением, а затем полным исчезновением освещенности, проявления зональности подводных ландшафтов стираются. Если продолжить это рассуждение, то неизбежен вывод об отсутствии зональности на дне океанов. С этим нельзя согласиться, потому что широтная зональность связана не только с *непосредственным* воздействием солнечной радиации. Дно океана — это своеобразный физико-географический комплекс, со свойственными ему природными процессами и природными связями, но одновременно тесно связанный с физико-географическими условиями, присущими поверхности океана. Хотя освещенность, распределение температур и плотности на подавляющей части дна океана практически одинаковы или почти одинаковы, все же опосредствованное воздействие климатической обстановки на поверхности океанов заметно проявляется прежде всего в распределении глубоководных осадков на дне океана, а в отдельных случаях — и в мелководных отложениях.

В океане проявляется своеобразная многоэтажность географических зон, что правильно отмечается и В. И. Лымаревым. Они выражены не только на поверхности, но и внутри водной толщи, и на дне океана, где, как уже указывалось, зональность географических явлений — опосредствованная, как бы вторичная, являющаяся отражением зональности на поверхности океана. При этом проявление закона физико-географической зональности отмечается как в распределении донных осадков, так и в различиях абиссальной донной фауны, для большинства представителей которой донный грунт является основным источником питания.

О зональности распределения донных осадков говорится в работах Н. М. Страхова, О. К. Леонтьева, Дж. Аррениуса, П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына. В частности, Н. М. Страховым (1963) особо подчеркивается преимущественная приуроченность кремнистых осадков к субполярным и карбонатных — к умеренным и тропическим широтам. Анализ современных карт донных осадков Мирового океана убеждает в том, что физико-географические зоны на дне океанов могут быть выделены достаточно уверенно¹.

При выделении таких зон надо иметь в виду, что, во-первых, изученность природы морского дна значительно меньшая, чем изученность поверхности морей и океанов. Во-вторых, поскольку физико-географи-

¹ В. И. Лымарев пишет, что в последних работах Н. М. Страхов отрицает зональность донных осадков в Мировом океане. В действительности, Н. М. Страхов в одной из своих последних статей (1976), полемизируя с А. П. Лисицыным, отрицает не зональность распространения донных осадков, а возможность распространения выделенных для суши зональных типов литогенеза (аридный, ледовый и т. д.) на океаны.

ческая зональность донных ландшафтов проявляется опосредствованно, то некоторые зональные различия здесь сглаживаются. В результате на дне Мирового океана выделяется меньшее количество физико-географических зон, чем на поверхности океанов (рис. 46).

Надо заметить также, что на зональности природы на дне океанов должно сказываться влияние орографии дна (что практически исключается при рассмотрении ландшафтов открытых пространств поверхности океана) и разобщенности отдельных океанов материками. Эти обстоятельства должны обусловить значительные провинциальные различия внутри зон в пределах различных океанов или их крупных частей.

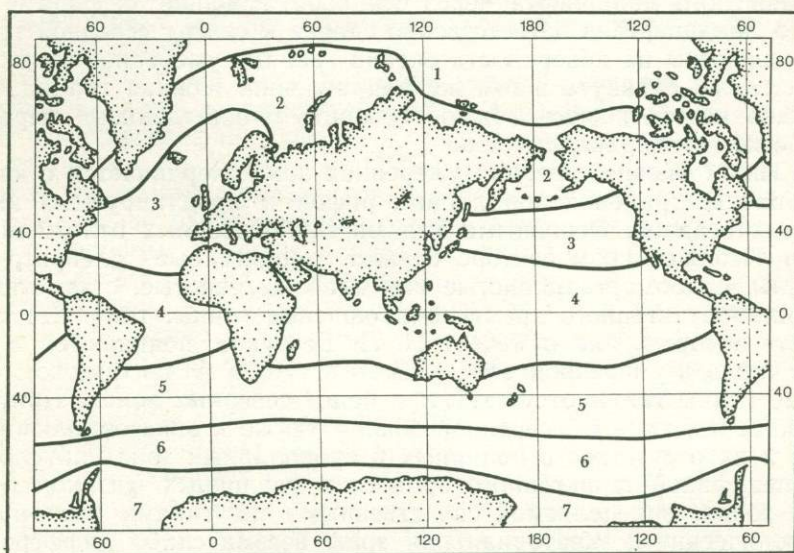


Рис. 46. Физико-географические пояса (зоны) на дне Мирового океана: 1 — арктический, 2 — субарктический, 3 — северный умеренный, 4 — экваториально-тропический, 5 — южный умеренный, 6 — субантарктический, 7 — антарктический

На дне Мирового океана достаточно отчетливо выделяются следующие физико-географические зоны: 1) северная полярная (арктическая), 2) северная субполярная (субарктическая), 3) северная умеренная, 4) экваториально-тропическая, 5) южная умеренная, 6) южная субполярная (субантарктическая) и 7) южная полярная (антарктическая).

Северная полярная зона (арктическая) охватывает большую часть Северного Ледовитого океана. Она характеризуется повсеместным распространением терригенных отложений, бедных известью и органическим веществом. Господствующие типы отложений — коричневые и серые илы Северного Ледовитого океана.

Северная субполярная зона (субарктическая) охватывает дно Баренцева, Карского, Охотского, Берингова морей, залива Аляска и крайнюю северную часть дна Тихого океана. Она отличается значительным развитием бентоса, в особенности на мелководных участках, заметным участием в составе донных отложений продуктов ледового разноса. Тихоокеанский сектор этой зоны характеризуется также распростра-

нением диатомовых осадков с содержанием аутигенного SiO_2 от 30% в северной части Тихого океана до 56% в Охотском море.

В северной умеренной зоне сильно заметны провинциальные различия между Атлантическим и Тихоокеанским секторами. В Атлантическом океане в пределах этой зоны наряду с широким распространением терригенных отложений развиты также известковые фораминиферовые илы. Присутствие известковых осадков, более свойственных экваториально-тропическому поясу, объясняется значительным распространением осадкообразующих фораминифер в планктоне северной части Атлантики в связи с отепляющим влиянием на этот район теплого Северо-Атлантического течения. Этот факт может рассматриваться как яркий пример опосредствования климатических особенностей поверхностного ландшафта через осадкообразование в формировании донного ландшафта. Соответственно сдвигу к северу северной границы умеренной зоны на поверхности океана граница умеренной зоны на дне океана также сдвинута в том же направлении. Южная граница зоны выражена нечетко, здесь можно говорить о постепенном переходе к тропическо-экваториальной зоне.

В Тихом океане северная умеренная зона очерчивается с юга границей распространения коралловых рифов и продуцируемых ими коралловых осадков. Основными типами глубоководных отложений этой зоны в Тихоокеанском секторе служат терригенные алеврито-глинистые илы, слабомарганцовистые или слабожелезистые, с заметным содержанием аутигенного кремнезема; красные глины, типичные разновидности которых, как отмечает П. Л. Безруков, появляются в Тихом океане лишь в умеренной зоне. Заметим, что в Атлантическом океане красные глины также отсутствуют в более северных зонах. Приуроченность красных глин к умеренной зоне, а также к экваториально-тропической и их отсутствие в полярных и субполярных зонах обуславливается спецификой терригенного приноса в различных физико-географических зонах, определяемой свойственными им типами выветривания.

Тропические и экваториальные зоны весьма слабо дифференцируются на дне океана, что и заставило нас выделить единую **экваториально-тропическую зону**. Основной особенностью этой зоны является резкое преобладание карбонатного типа осадкообразования. Общая площадь распространения карбонатных отложений (фораминиферовых, кокколитовых, птероподовых, коралловых, раковинных) составляет здесь около 65% от всей площади дна. На мелководье в этой зоне происходит хемогенное карбонатообразование. Наиболее четкими границами описываемой зоны служат пределы распространения коралловых рифов и связанных с ними коралловых песков и илов.

В центральных частях Индийского и Тихого океанов намечается некоторая дифференциация внутри единой зоны: в экваториальных районах распространены радиоляриевые илы, тогда как в тропической зоне они отсутствуют. В прибрежных частях океана в экваториально-тропической зоне распространены также специфические для описываемой зоны терригенные отложения — красные илы, образование которых связано с выносом латеритных продуктов выветривания тропическими реками. Мелководные участки дна экваториально-тропической зоны выделяются исключительным разнообразием и обилием донных форм жизни. Участки дна, лежащие глубже 5—5,5 тыс. м, как и в умеренной зоне, заняты красной глиной.

Южная умеренная зона дна океана не отличается резко выраженной спецификой отложений. Преобладают фораминиферовые илы, однако, коралловые осадки и рифовые постройки отсутствуют. На южной

периферии этой зоны появляются переходные известково-кремнистые осадки, образующиеся в результате появления заметной примеси остатков диатомовых к фораминиферовому материалу.

Южная субполярная зона (субантарктическая) очень четко выделяется по поясу распространения кремнистых диатомовых отложений. В отличие от диатомовых осадков Северного полушария содержание кремнезема здесь достигает 70—80%. Заметна также примесь айсбергового материала.

Южная полярная зона (антарктическая) отличается преимущественным распространением айсберговых отложений. Они выделяются плохой сортировкой, малым содержанием извести и органического вещества, заметным содержанием аутигенного кремнезема. На шельфе кроме айсберговых осадков различного состава имеются также кремнегубковые отложения.

Увлекательной, но почти неразработанной является проблема истории формирования современных донных ландшафтных зон и в связи с этим их палеогеографии. Говоря о географических зонах поверхности Мирового океана, К. К. Марков (1968) отмечает консервативность, устойчивость во времени тропической и экваториальной зон и значительную, относительно быструю изменчивость остальных зон в связи с общими изменениями природы в плейстоцене. Особенно велики были сдвиги зональных границ в Северном полушарии. А. А. Величко показано, что во время последнего оледенения граница плавучих льдов в Атлантическом океане лишь немного не доходила до Северного тропика, что должно было обусловить огромное смещение всех зональных границ в южном направлении.

Палеогеография донных ландшафтных зон может изучаться по результатам разносторонних исследований грунтовых колонок, полученных при помощи длинных трубок. Имеющиеся данные такого рода в работах А. П. Жузе (1962), А. П. Лисицына (1974), Ю. А. Богданова с соавторами (1978) показывают, что эти колонки содержат весьма богатую информацию по истории донных ландшафтов. Однако такой материал почти не рассматривался с позиций выявления палеогеографических закономерностей формирования донных ландшафтов Мирового океана или отдельных океанов, а изучался лишь преимущественно в целях дополнительного обоснования палеогеографических концепций, ставящих целью обобщение данных о природных изменениях на суше.

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ И ЦИРКУМКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НА ДНЕ ОКЕАНА

На дне океана в распределении таких компонентов природной среды, как водные массы, флора и фауна, донные отложения, важнейшая роль принадлежит орографическому фактору. Здесь четко проявляется вертикальная зональность природных явлений.

Прекрасным индикатором вертикальной зональности служат донные отложения. Различные их типы обычно характерны для определенных глубин, для тех или иных крупных элементов рельефа¹. Шельф,

¹ Впервые вертикальная и циркумконтинентальная зональность распределения донных отложений в океане была отмечена и кратко описана автором этих строк в 1955 г. (Леонтьев, 1955, с. 297—298).

Н. А. Солнцев (1978), отрицая вертикальную зональность, пишет, что О. К. Леонтьев «стратиграфию водных масс» называет вертикальной зональностью (с. 14). Из того, что говорится здесь ниже и что было сказано в моей работе 1974 г., на которую он ссылается, нетрудно заключить, что мною под вертикальной зональностью понимается нечто совершенно иное, чем то, что мне приписывает Н. А. Солнцев.

материковый склон и значительная часть материкового подножия обычно на большей части площади покрыты терригенными отложениями. Площади дна, лежащие на промежуточных глубинах — примерно между 3000 и 4500—5000 м — заняты карбонатными отложениями. На больших глубинах залегают красные глины, радиоляриевые илы. Даже такой массовый тип отложений, как диатомовые илы, в своем распространении подчиняются закону вертикальной зональности: в умеренной и субарктической зонах скорлупки диатомей не накапливаются на гребнях хребтов и поднятий, подверженных значительному воздействию течений, а сметаются, будучи очень легкими, на склоны этих поднятий или в отрицательные формы рельефа. Ярким примером проявления вертикальной зональности может служить также показанное ранее распределение глубоководных красных глин и фораминиферовых отложений в северных котловинах Тихого океана.

Подобное проявление вертикальной зональности, как уже упоминалось, имеет и рельефообразующее значение, так как на вершинных поверхностях крупных поднятий мы нередко видим значительно более выровненный рельеф, чем на дне прилегающих глубоких котловин. Это связано с преимущественным осаждением на вершинах фораминиферовых отложений, скорость накопления которых намного больше скорости накопления красных глин.

Вертикальная зональность природных явлений в океане ярко проявляется и в распределении температур воды (например, в тропиках от 30° на поверхности до 2—3° у дна на абиссальных глубинах), в распределении биомассы донных организмов, в изменениях количества видов и т. д. О. Н. Зезиной (1976) было прослежено изменение фауны брахиопод на различных глубинах и получено четкое соотношение между этими показателями. Оказалось, что в пределах батимальной зоны на глубинах от 200 до 700 м количество видов брахиопод уменьшается вдвое. Глубже 700 м не только продолжается дальнейшее сокращение числа видов, но и стираются различия между различными фаунами брахиопод, вследствие все усиливающейся с глубиной нивелировкой условий обитания.

Параллельно с вертикальной зональностью природных явлений на дне океана проявляется также *циркумконтинентальная*¹ зональность, выражающаяся в преимущественном распространении терригенных отложений вблизи континентов и сменой их другими типами отложений по мере удаления от суши.

Циркумконтинентальная зональность получает свое яркое выражение в распределении результатов промыслового рыболовства. Издавна наиболее перспективными для рыбного хозяйства считались прибрежные воды. В последние десятилетия сделано много для интенсификации рыбного лова в батимальной зоне, резко возрос лов тунцов в пределах пелагиали. Тем не менее, как это было доложено на XXIII Международном географическом конгрессе Д. Е. Гершановичем и П. А. Моисеевым, и в наши дни на прибрежные воды приходится 91% всей рыбной продукции, на батимальную зону — 5% и на пелагаль вне подводной окраины материков — лишь 4%.

Вертикальная и циркумконтинентальная зональность органического мира находит свое выражение в обособлении литоральной, неритовой, батимальной, абиссальной и ультраабиссальной фауны, в преимущественном развитии бентальной флоры в литоральной зоне, в очень своеобразных приспособлениях, позволяющих определенным организмам су-

¹ Термин, предложенный П. Л. Безруковым.

ществовать в абиссали и ультраабиссали. Наконец, гидродинамическая и гидрохимическая обстановка придонных вод,— то, что можно назвать «климатом дна океана»,— также определяется глубинами океана, т. е. вертикальной зональностью.

О ПРОВИНЦИАЛЬНЫХ РАЗЛИЧИЯХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА И ЕГО ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ

Наряду с зональными различиями природной среды на поверхности Мирового океана довольно ясно проявляются и провинциальные различия. В наиболее крупных формах они обуславливаются, во-первых, разобщенностью зон в океанах в Северном полушарии и, во-вторых, распределением теплых и холодных течений, обуславливающих отличительные черты природы западных и восточных частей каждого из океанов в обоих полушариях. Эти различия неоднократно отмечались в предыдущих главах. По гидрологическим признакам такого рода районирование делалось Г. Шоттом (1936), Г. Вюстом (1936), Н. Н. Зубовым и А. В. Эверлингем (1940), А. М. Муромцевым (1951) (рис. 47). Биогеографическое разделение океана на крупнейшие подразделения — биогеографические области — также проводится с учетом не только зональных, но и провинциальных различий.

Как и на материках, провинциальные различия в океане наиболее полное отражение получают при физико-географическом районировании. Вопросами географического районирования океанов занимались многие ученые. Обзор предложенных ими схем районирования дан в работе В. И. Лымарева (1978).

В книге «Физическая география Мирового океана» (1980) В. Л. Лебедев следующим образом рассматривает проблему физико-географического районирования океана. Географическая структура океана, по его мнению, складывается в результате синтеза гидрологической, геофизической и биологической структур океана. *Гидрологическая структура* в наиболее общем виде заключается в том, что Мировой океан разделяется по вертикали и горизонтали на теплую океаническую тропосферу и холодную океаническую стратосферу или на «теплый» и «холодный» океаны. При этом воды «холодного» океана в высоких широтах занимают всю толщу океана до поверхности включительно, а в низких широтах уходят на глубину около 1 км. Каждая из этих толщ состоит из своих водных масс, имеет свой «климат», свою циркуляцию, обеспечивающую материальное единство системы.

Геофизическая структура океана основывается на механизме термодинамического взаимодействия океана и атмосферы. По мнению В. В. Шулейкина (1963), океан можно рассматривать как «тепловую машину», работающую в меридиональном направлении. Экватор в этой машине играет роль нагревателя, полюс — холодильника. Основной рабочий цикл осуществляется циркуляцией атмосферы: высотным оттоком нагретого воздуха от экватора (антипассаты) и приземным оттоком воздуха к экватору (пассаты). Тем самым экватор делит теплый океан на две части, а континенты продолжают это деление еще на три региона. *Биологическая структура* океана описана в гл. 4 этой книги.

Важнейшую роль в физико-географическом районировании океанов приобретают океанические (гидрологические) фронты: арктический, субарктический, субэкваториальный, экваториальный, субантарктический и антарктический. Они очерчивают так называемые морские пограничные зоны, которые в силу своей значительной ширины, динамич-

Рис. 47. Районирование Мирового океана (по А. М. Муромцеву, 1951). Цифрами обозначены моря: 1 — Белое, 2 — Ботническое, 3 — Балтийское, 4 — Ирландское, 5 — Английский канал, 6 — Тирренское, 7 — Адриатическое, 8 — Эгейское, 9 — Мраморное, 10 — Азовское, 11 — Св. Лаврентия, 12 — Персидское, 13 — Андалманское, 14 — Внутр. Японское, 15 — Желтое, 16 — Восточно-Китайское, 17 — Сулу, 18 — Целебес, 19 — Яваинское, 20 — Калифорнийское, 21 — Черное, 22 — Лаптевых, 23 — Восточно-Сибирское, 24 — Чукотское, 25 — Японское, 26 — Северное.

Границы: 1 — морей, 2 — океанов, 3 — районов.
 Исправление: следует читать *Бенгельский район*

ности и большой насыщенности жизнью могут рассматриваться как самостоятельные регионы. Это разделение, предложенное В. Л. Лебедевым, можно продолжить, разделив в меридиональном направлении каждый из теплых океанических регионов, что отражает существенные отличия в гидрологическом режиме, климатических и гидробиологических особенностях восточных и западных частей теплых океанов.

Кроме того, как своеобразные пограничные или барьерные зоны в каждом из океанических регионов выделяются прибрежные регионы. Таким образом физико-географическое районирование в наиболее крупных чертах получает вид схемы, изображенной на рис. 48. Эта схема отражает физико-географические региональные различия на поверхности океана. Районирование дна океана (за пределами прибрежных зон) должно непрерывным образом учитывать орографические (геоморфологические) факторы. Вместе с тем нельзя не возразить Н. А. Солнцеву (1978), который ошибочно считает, что основой физико-географического районирования океана в целом (как объемного тела) «должна быть опора на пространственные различия свойств земной коры». Н. А. Солнцев не учитывает, во-первых, того, что поверхность океана изолирована от земной коры толщей воды, имеющей среднюю мощность 4 км, а, во-вторых, отмеченного выше существования двух — «теплого» и «холодного» океанов, каждый из которых отличается своей циркуляцией, не зависящей от рельефа дна или строения земной коры. Только придонная водная масса в своей циркуляции считается с рельефом дна океана.

При районировании дна Мирового океана орографический принцип должен рассматриваться как основной. Наиболее крупные физико-географические районы, выделяемые на дне океана, в своих границах совпадают с границами подводных хребтов, возвышенностей, котловин, материковых склонов и подножий, шельфа. И гидробиологические, и гидрологические, и литологические неоднородности подчинены здесь геоморфологическим неоднородностям. Примеры такого районирования представлены в региональных томах «Географии Мирового океана».

О ПРОБЛЕМЕ ЛАНДШАФТОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

Одним из направлений физической географии вообще является, как известно, ландшафтоведение — научная отрасль, занимающаяся изучением территориальной дифференциации географической оболочки. Непрерывность географической оболочки, распространяющейся как на материки, так и на океаны, дает основание считать, что территориальные (акваториальные) географические комплексы — *ландшафты* — должны существовать и в пределах океанов.

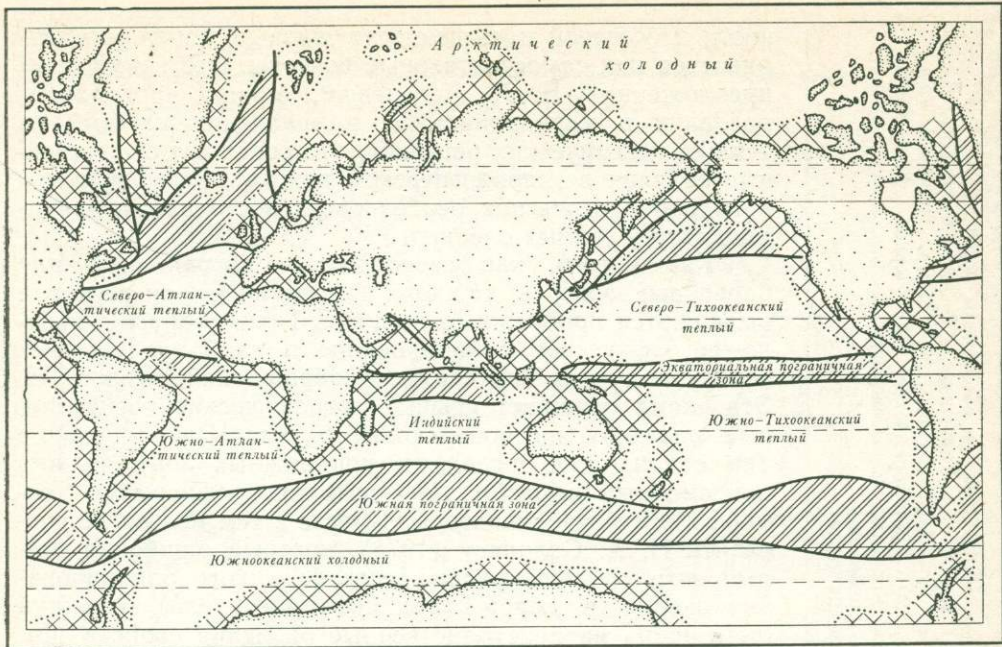


Рис. 48. Физико-географическое районирование Мирового океана (по В. Л. Лебедеву, из кн.: «Физическая география океана», 1980): 1 — морские пограничные зоны; 2 — прибрежные пограничные зоны; 3 — океанические фронты

Вопрос о географических ландшафтах в океане должен решаться по крайней мере в трех планах. Можно, очевидно, говорить о ландшафтах океанических островов, о ландшафтах поверхности океанов и о донных ландшафтах.

Ландшафты океанических островов — это территориальные ландшафты, принципы изучения которых в основе не отличаются от изучения их на материках и крупных массивах островной суши. Выше приводился один из первых в отечественной научной литературе примеров изучения островных ландшафтов — это исследования географов МГУ в шестом рейсе судна «Дм. Менделеев» (1971 г.).



Рис. 49. Фрагмент ландшафтной карты Приноворооссийского прибрежного района дна Черного моря (по К. М. Петрову, 1968):

1 — фация подвижного галечно-валунного материала; 2 — фация валунов и глыб, поросших бурными водорослями дилофус, цистозира; 3 — фация песчаных гряд, поросших цистозирой; 4 — фация межгрядовых понижений с дилофус

Донные ландшафты, применительно к береговой зоне, рассматриваются З. Н. Гурьевой, К. М. Петровым и В. В. Шарковым (1976). Береговая зона трактуется этими исследователями как особая система морских ландшафтов, формирующихся в зоне активного взаимодействия литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы. В формировании ландшафтов береговой зоны К. М. Петров (1971) усматривает три главных направления физико-географической дифференциации: вертикальное (глубинная поясность), зональное (широтная географическая

зональность) и аazonальная дифференциация, проявляющаяся через тектонику дна и берега.

Имеются первые удачные попытки картирования подводных ландшафтов (рис. 49). Подводный ландшафт, по К. М. Петрову, — это конкретный участок морского дна, характеризующийся общим планом геологического строения, определенными закономерностями формирования подводного рельефа и образования современных морских геологических фаций, относительной однородностью гидрологического режима, своеобразием состава и распределения донных биоценозов.

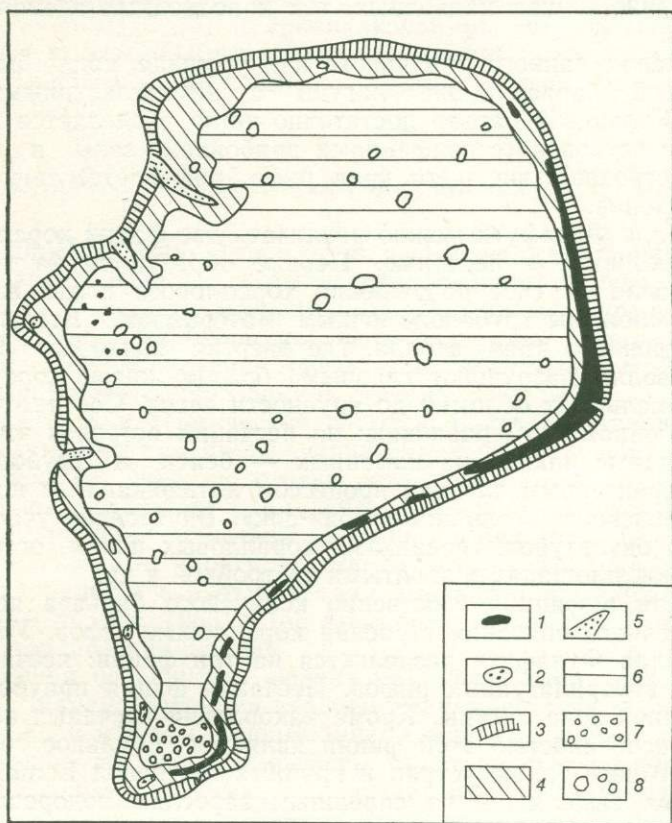


Рис. 50. Ландшафтная схема атолла Фунафути (о-ва Тувалу):

Ландшафт кольцевого барьера («рима»), фации: 1 — каменных островов, 2 — песчаных островов, 3 — внешнего края, 4 — риф-флета, 5 — проходов. Ландшафт лагуны, фации: 6 — донной халимедовой равнины, 7 — песчаной отмели, 8 — внутрилагунных рифов

В формировании подводного рельефа главную роль играют географическое положение (включая характер связи с открытым океаном), рельеф дна, положение ландшафта в общей системе океанической циркуляции; в отдельных случаях — характер водного баланса моря или его участка (например, лагуны), речной сток, т. е. комплекс условий, определяющих экологию организмов, являющихся важнейшим компонентом подводного ландшафта. При общей пестроте морфологической структуры подводного ландшафта в каждом конкретном случае, по

мнению К. М. Петрова (1971), можно выделить «...небольшое число однотипных морфологических комплексов, распространенных наиболее широко и встречающихся наиболее часто. Они образуют основной фон ландшафта, определяя его характерные физиономические черты», и могут быть названы доминантными. Как и наземные, подводные ландшафты могут быть подразделены на географические фации и урочища.

Как пример океанического ландшафта может быть рассмотрен коралловый атолл Фунафути (рис. 50). Этот пример примечателен не только «хрестоматийной» четкостью разделения на урочища и фации и внутренних связей между ними, но и тем, что демонстрирует органическое единство как надводных, так и подводных элементов такого ландшафта.

В пределах данного ландшафта как урочища могут быть выделены кольцевой барьер и дно лагуны с внутрилагунными рифами (рис. 51). Кольцевой барьер достаточно четко разделяется на следующие фации: островов (с подфациями прибойной зоны и внутренних участков островов), внешнего края рифа, риф-флета, лагунного края рифа и проходов.

На атолле Фунафути можно различать две фации коралловых островов: «каменные» и песчаные. Первые образуются на наветренной стороне атолла за счет разрушения кораллового плато штормовыми волнами и сложены грубообломочным материалом. Вторые типичны для подветренного края атолла, где энергия волнового воздействия меньше и волны разрушают главным образом живые коралловые колонии и измельчают обломки до крупности песка. Соответственно, подфации прибойной зоны различны: на песчаных островах это исключительно песчаные пляжи, на каменных — бенчи и грубообломочные пляжи с характерным для них процессом литификации и превращения глыбово-щебневого материала в «бич-рок». Внутренние участки островов обычно окультурены посадками коралловых пальм, огородами тапро и маниоки, площадями, занятыми застройкой и др.

Различия в фациях собственно кольцевого барьера ясны из ранее приведенного описания строения коралловых рифов. Урочище дна лагуны атолла Фунафути разделяется на три фации: песчаную, халимедовую и внутрилагунных рифов. Песчаная фация приурочена к затишной южной зоне лагуны. Кроме накопления песчаных осадков, характерной особенностью этой фации является обильное голотуриевое население. Много также устриц и крупных гастропод *Lambis*. Халимедовая фация выделяется по сплошным зарослям водоросли халимеды и формированию своеобразных отложений из чешуек отмирающих водорослей. Во внутрилагунных рифах можно выделить подфации склоновую и вершинную, резко различающиеся по составу рифообразующих кораллов.

Наиболее сложно и практически не разработано выделение ландшафтов на поверхности океана, прежде всего в связи с большой подвижностью, изменчивостью их границ. Однако существование столь резко выраженных акваториальных комплексов, как, например, Саргассово море или океанические пустыни Перуанской котловины, приустьевых взморьев и других, свидетельствует о принципиальной возможности выделения ландшафтов на поверхности океана. В целом можно сказать, что ландшафтоведение океана — это обширное и практически нетронутое поле исследовательской деятельности для физико-географов океана.

ОБЩИЕ АСПЕКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА С ДРУГИМИ ВНЕШНИМИ ОБОЛОЧКАМИ ЗЕМЛИ. ОКЕАН И ЧЕЛОВЕК

Рассмотрение компонентов природной среды Мирового океана приводит нас к выводу, что океан — это арена тесного взаимодействия гидросферы, атмосферы, литосферы и биосферы. С позиций диалектического материализма океан с прилегающими к нему воздушной оболочкой и литосферой, с проникающей во все эти оболочки биосферой следует рассматривать как целостную систему материальных сред, находящихся в постоянном взаимодействии и неразрывном единстве.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Для удобства рассмотрения это взаимодействие можно анализировать по линии энергетического и вещественного обмена, хотя в действительности в природе материя и энергия во всех процессах выступают неразрывно. Энергетическое взаимодействие океана и атмосферы многообразно, но главное здесь — их взаимодействие как противоположно устроенных термических систем.

Атмосфера, как термическая система, получает тепловую энергию не непосредственно при прохождении через нее солнечных лучей, а главным образом путем подогрева снизу, от земной поверхности, которая в целом поглощает около 80% солнечной энергии. Всего лишь около 20% тепловой солнечной энергии поглощается непосредственно воздухом и облаками. Почти все тепло, получаемое нижними слоями атмосферы, является скрытым теплом конденсации, заложенным в водяном паре (Малкус, 1965). При этом более половины этого тепла поступает из тропических районов.

Отмеченная особенность механизма нагревания атмосферы, по мнению Ж. Малкус, является сердцем взаимодействия в системе атмосфера — океан и ключом к пониманию важности океанов для метеорологии. Большая же часть атмосферы имеет низкую температуру и не поглощает тепловую энергию, а излучает ее в космическое пространство.

Океан, как тепловая система, устроен противоположным образом. Его верхний слой — мощный поглотитель тепловой энергии. Поверхность океана поглощает 99,6% поступающего на нее тепла и лишь 0,4% отражает. Для суши показатель поглощения составляет всего 55—69%, причем она занимает менее $\frac{1}{3}$ площади земной поверхности. Следовательно, поверхностный слой океанской воды представляет собой главный аккумулятор тепла на Земле. Нижележащие слои воды, напротив, представляют собой среду, в которой происходит рассеивание тепловой энергии. Поскольку теплоемкость воздуха гораздо ниже, чем воды, при контакте воздуха с водной поверхностью происходит отдача тепла в атмосферу и понижение температуры поверхностного слоя океана.

Скрытая энергия, поступившая в атмосферу с водяными парами, частично преобразуется в механическую энергию, обеспечивающую перемещение воздушных масс. Механизм этого преобразования мало-

эффективен — лишь 1—2% тепловой энергии переходит в механическую, остальная часть тепла расходуется на покрытие потерь радиации в мировое пространство. Но и этого количества энергии оказывается достаточно, чтобы привести в движение огромные массы воздуха и обеспечить производную от нее горизонтальную циркуляцию в поверхностном слое океана.

Наряду с энергетическим обменом, взаимодействие гидросферы с атмосферой сопровождается и обменом веществами. Важнейшим веществом, поставляемым океаном в атмосферу, являются водяные пары — более 500 тыс. км³ в год (Калинин, 1968). Наиболее действенный механизм этого поступления — гигантские вертикальные башни кучево-дождевых облаков в экваториальной зоне океана, засасывающие водяные пары и скрытую в них энергию в атмосферу на высоту 10—15 км, и пассатные кучевые облака тропических зон, создающие влажный конвективный слой, мощностью до 3 км, постепенно углубляющийся вдоль воздушного потока. К этому добавляются огромные массы водяных паров, поступающих из других климатических зон океана в атмосферу, а также механическое испарение (унос водяной пыли при сильных ветрах в нижние слои воздуха).

При механическом испарении в атмосферу поступают и соли. Вынос солей в атмосферу в молекулярно-дисперсном состоянии происходит и при нормальном испарении. Концентрация метаморфизированных до молекулярно-дисперсного состояния солей в поверхностном слое воды может достигать 0,5 мг на 1 л испаряющейся воды. Таким путем в атмосферу поступают ионы Na, Mg, Ca, K, Cl, CO₃, SO₄, которые в дальнейшем вместе с дождевыми водами возвращаются в океан или поступают на сушу.

Атмосфера, в свою очередь, является главным поставщиком для океана углекислоты, азота и кислорода. Холодные воды служат лучшими растворителями CO₂. Поэтому максимальное содержание углекислого газа приурочено к придонным слоям воды в высоких широтах. По А. П. Виноградову (1967), в морской воде растворено в среднем около 1 мг/л H₂CO₃+CO₂, а с продуктами диссоциации значительно больше. В поверхностном слое воды происходит интенсивное потребление CO₂ и продуктов диссоциации углекислоты фотосинтезирующими организмами. С глубиной содержание растворенного CO₂ нарастает примерно до глубины 200 м и затем до дна остается почти без изменений. Меньшая часть CO₂ в океане поступает в результате окислительных процессов при разложении органической материи, а также при подводных вулканических извержениях.

«В океане, — пишет А. П. Виноградов, — наблюдается общая тенденция к обращению или циркуляции CO₂ между атмосферой и океаном». При преобладании процесса изъятия CO₂ из атмосферы, все же происходит и отдача некоторого количества углекислоты из океана в воздушную оболочку. Интенсивно поглощаясь холодными водами в высоких широтах, углекислый газ в экваториальных и тропических широтах выделяется из воды в атмосферу. В умеренных зонах зимой происходит интенсивное поглощение CO₂ водами океана, а летом, при прогревании поверхностного слоя воды, CO₂ отдается в атмосферу. Концентрация или дефицит углекислого газа в океанских поверхностных водах существенно влияет на всю гидрохимическую обстановку, так как с этим функционально связана концентрация водородных ионов рН. Высокие значения содержания углекислого газа создают сдвиг химической реакции воды в сторону кислотности, низкие — в сторону щелочности.

Обмен CO_2 между атмосферой и океаном имеет важное значение для литосферы. Избыток поступления CO_2 в воды океана в одних районах уравнивается выпадением карбонатных солей в твердый осадок в других районах. Таким образом, равновесие CO_2 в системе атмосфера — гидросфера обеспечивается уменьшением содержания газообразной углекислоты в атмосфере и гидросфере, ее исчерпанием путем осаждения карбонатов, причем этот направленный механизм действует непрерывно на всем протяжении геологической истории Земли. В результате в осадочных породах земной коры накоплено углерода на несколько порядков величин больше, чем его содержится в атмосфере и в гидросфере. Так, если количество углерода в атмосфере оценивается величиной $6,3 \cdot 10^{17}$ г, в гидросфере $3,6 \cdot 10^{19}$ г, то углерода, сконцентрированного в земной коре в виде каустоболитов $6,4 \cdot 10^{21}$ г, а в виде известняков и доломитов $5 \cdot 10^{22}$ г. Осаждение карбонатов идет преимущественно биологическим путем.

Подсчитано, что ежегодно в виде известковых скелетов морских организмов на дно океана поступает около $2,5 \cdot 10^{14}$ г углерода. Поскольку подавляющая часть захороненных в земле каустоболитов имеет органическое происхождение, их энергетический потенциал можно рассматривать как ресурсы преобразованной и законсервированной солнечной энергии, накопленные за миллиарды лет существования жизни на нашей планете. Вместе с тем накопление каустоболитов и карбонатных пород в толще осадочного слоя земной коры, подстилающего океаны, представляет собой результат мощного крупномасштабного взаимодействия атмосферы, биосферы, водной оболочки и литосферы.

Основная масса азота, поступающего в морские воды, также имеет атмосферное происхождение. В 1 л воды в среднем содержится около 13 мг растворенного азота. Меньшая часть азота в океане имеет местное происхождение: она высвобождается в результате разложения органической материи, главным образом в виде нитратов и аммиака и частично — регенерируемого молекулярного азота.

Непосредственным источником кислорода в океанической воде является также кислород атмосферы, причем способность воды растворять его достаточно велика, чтобы океан нормально аэрировался до самых больших глубин. Это так называемый «старый» кислород, который образовался какое-то время назад и попал в поверхностные слои воды из воздуха. Но воздух сам получает кислород, высвобождающийся в процессе фотосинтеза, из поверхностного слоя океана, насыщенного фитопланктоном. Этот процесс, как указывает А. П. Виноградов, потребляет только около 2% поступающей солнечной энергии, но этого хватает, чтобы фотосинтез в эвфотическом слое явился главным фактором обеспечения атмосферы кислородом.

Какое-то количество продуцируемого кислорода всегда в данный момент находится в морской воде. Это и есть «молодой» кислород, только что образовавшийся. Поверхностный слой воды перенасыщен кислородом, что видно по постоянному присутствию пузырьков газа на планктонных организмах. При дыхании растения потребляют около 15% продуцируемого ими кислорода, часть потребляют другие организмы, часть уходит из поверхностного слоя с погружающимися массами воды при вертикальном перемешивании, но, видимо, большая часть «молодого» кислорода отдается в атмосферу.

Количество выделяемого при фотосинтезе кислорода зависит непосредственно от интенсивности фотосинтеза. Поэтому области интенсивного образования первичной продукции одновременно представля-

ют собой области и перенасыщения кислородом и интенсивной отдачи его в атмосферу. В океанических областях с малой продуктивностью фитопланктона, напротив, происходит поглощение кислорода из атмосферы. При морском волнении, особенно при сильных штормах, отдача кислорода в атмосферу значительно усиливается.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И ЛИТОСФЕРЫ

Большой интерес представляет взаимодействие океана и литосферы. Энергетическое взаимодействие океана и литосферы происходит в береговой зоне и на дне океана. В береговой зоне и на шельфе осуществляется глобальный процесс преобразования и диссипации энергии прибрежных вод, прежде всего энергии морского волнения. По мере распространения волн над прибрежным мелководьем их энергия непрерывно трансформируется. Эта трансформация управляется двумя противоположными процессами: диссипацией волновой энергии вследствие трения частиц воды о дно и концентрацией волновой энергии за счет ее перераспределения в пределах все уменьшающегося по мощности слоя воды. Если доминирует первый процесс, то происходит уменьшение высоты волны — главного энергетического показателя волнения, при преобладании второго высота волны нарастает. В обоих случаях увеличивается асимметрия поперечного профиля волны — нарастает крутизна переднего склона, пока не обрушится гребень волны. При этом возникает скачкообразный переход волнового в новый вид движения — поступательное движение прибойного потока. Весь процесс трансформации энергии завершается образованием оттока или обратного прибойного потока.

Таким образом, наиболее общей тенденцией трансформации энергии в береговой зоне является переход энергии колебательных движений в энергию поступательных — прибойных потоков. При этом энергия затрачивается главным образом на механическую работу, а часть ее переходит в тепловую энергию. В целом береговая зона морей и океанов может рассматриваться как один из наиболее мощных гасителей энергии, передаваемой океану из атмосферы.

Энергия движущейся воды гасится, затрачиваясь на работу по преодолению трения о дно, преодолению внутреннего трения, на размыв дна, разрушение берегов, перемещение и обработку осадочного материала. В местах полного гашения энергии происходит накопление осадочного материала, образование донных и прибрежных отложений, которые затем, подвергаясь диагенетическим процессам, превращаются в различные осадочные породы. Таким образом, конечным результатом процесса взаимодействия гидросферы и литосферы в береговой зоне является наращивание земной коры, литосферы. Во всех процессах в береговой зоне, как и вообще на земной поверхности, участвует гравитационная энергия.

В пределах шельфа также происходит частичное поглощение энергии движущихся потоков воды, однако, в значительно меньшей степени. Действие силы тяжести в определенных условиях здесь может проявляться почти в «чистом виде» (осаждение взвешенного материала в относительно затишных зонах, во впадинах шельфа), в других условиях происходит как бы накопление потенциальной гравитационной энергии, завершающееся срывом больших масс осадочных накоплений (подводные оползни) или образованием мутьевых потоков. Эти процессы характерны в наибольшей степени для внешнего края шельфа и для батимальных глубин и имеют своим результатом переме-

щение осадочных масс на более низкие гипсометрические уровни. Проявления силы тяжести всюду контролируются вязкостью воды и также могут рассматриваться как результат взаимодействия твердого вещества литосферы с жидкой гидросферой. Как и в береговой зоне упомянутые выше процессы, действующие в пределах шельфа, не только (в конечном счете) наращивают земную кору, но и преобразуют рельеф поверхности литосферы, взаимодействуя с тектоническими движениями земной коры.

Роль гравитации, проявляющейся в условиях вязкой водной среды, велика и при образовании осадочного чехла и рельефа дна в абиссальных районах океана. Медленное осаждение взвесей из толщи воды, вынос «нефелоидов» — полувзвешенных частиц, насыщающих прилегающий ко дну тонкий слой воды, наконец, мутьевые потоки, в том числе мутьевые потоки малой плотности, — все эти факторы преобразуют рельеф абиссали. Они же являются факторами осадконакопления. Деятельность названных факторов неразрывно связана с проявлениями силы тяжести.

Энергетическое взаимодействие литосферы и океана связано также с тепловым потоком, поступающим ко дну океана из земных недр. Как известно, средняя величина его невелика, но в пределах срединных хребтов и переходных зон значительна. Воздействие эндогенного тепла на придонные слои воды почти не изучено, но несомненно, что его роль может быть заметной как для термического режима придонных вод, так и для развития придонных абиссальных ландшафтов вообще.

Бурные поступления эндогенной энергии Земли в придонные слои океана происходят при подводных вулканических извержениях и землетрясениях. Они вызывают изменения рельефа дна, а также являются возбудителями цунами — одного из видов колебательных движений гидросферы. При вулканических подводных извержениях происходит также поступление вулканогенных твердых продуктов, ювенильных вод и газов в океан.

Пополнение гидросферы водой и растворенными в ней солями началось еще в космическую стадию существования Земли, продолжалось в течение всего археозоя и фанерозоя и продолжается в наше время. Быть может, это наиболее яркое проявление взаимодействия и взаимозависимости гидросферы и литосферы. Не менее существенное значение для этого взаимодействия имеют макроизменения рельефа дна океана под действием эндогенных сил, которые вместе с накоплением толщ осадков определяют изменения емкости океанских впадин.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И БИОСФЕРЫ. ОКЕАН, КАК САМОРЕГУЛИРУЕМАЯ СИСТЕМА

Гидросфера находится в состоянии постоянного взаимодействия с биосферой. С одной стороны, океанские воды — это жизненная среда для морских организмов. С другой стороны, в ходе своей жизнедеятельности эти организмы перестраивают состав гидросферы, усваивая и затем в результате отмирания осаждавая одни вещества (известь, кремнезем, фосфаты) и выделяя в воду другие. Современный состав атмосферы и океанских вод, их химизм, их свойства как биологических сред — в огромной степени порождение активного вмешательства в судьбы этих оболочек жизнедеятельности морских организмов, населя-

ющих океан, продукт взаимодействия водной и воздушной оболочек с биосферой.

Вопросы взаимодействия сред в океане получили яркое отображение в монографии В. Л. Лебедева, Т. А. Айзатуллина и К. М. Хайлова (1974), которые рассматривают океан как саморегулирующуюся систему, в этом отношении напоминающую живую клетку. Поверхностное натяжение воды препятствует рассеиванию и переходу воды в атмосферу, что возможно лишь для тех молекул воды, которые развивают скорость, достаточную для преодоления силы поверхностного натяжения, а это происходит при нагревании поверхностного слоя (этот процесс, собственно, и представляет собой испарение). Испарение может быть уподоблено защитной реакции от нагревания, тогда как льдообразование — реакции на охлаждение воды: лед, выполняя роль теплоизоляционного слоя, защищает ее толщу от дальнейшего выхолаживания. Образование волн на поверхности океана может рассматриваться как защита поверхностного слоя воды от воздействия ветра, поскольку при движении воздуха над взволнованной поверхностью трение воздуха уменьшается, что объясняется благоприятным изменением структуры воздушного потока при взаимодействии его с морскими волнами.

Известно, что углекислый газ в атмосфере играет роль теплового экрана, задерживая часть длинноволнового излучения Земли. Производственная деятельность имеет своим результатом столь мощное выделение CO_2 в атмосферу, что его количество должно было бы за последние 100—150 лет удвоиться и средняя температура поверхности Земли должна была бы повыситься на несколько градусов. Но этого не происходит, так как содержание CO_2 в атмосфере регулируется океаном, который способен поглотить его примерно в сто раз больше, чем атмосфера. Однако содержание углекислого газа в океане не возрастает, так как он потребляется планктонными организмами и излишки его выводятся из оборота за счет растворения и осаждения. При этом, как показано В. Л. Лебедевым, Т. А. Айзатуллиным и К. М. Хайловым, чем больше CO_2 в океане, тем быстрее он поглощается организмами, чем больше растворенного органического вещества, тем больше оно расходуется на биохимические процессы.

Два диаметрально противоположных свойства присущи океану, заключают названные авторы: с одной стороны стремление выровнять любые градиенты, неоднородности, сообщенные силами, действующими извне; с другой — океан сам создает неоднородности, градиенты и не только создает, но и поддерживает их тысячелетиями.

Важнейшая роль во взаимодействии сред в океане отводится поверхностям раздела. В физике, в частности в термодинамике, широко известен тот факт, что поверхностное состояние вещества является особенно активным его состоянием. При этом наиболее активные взаимодействия происходят на поверхностях раздела нескольких сред, в связи с чем, например, в океане наиболее активна береговая зона, являющаяся зоной раздела атмосферы, гидросферы и литосферы. Весьма активна также зона раздела двух сред — прежде всего атмосферы и гидросферы (поверхность океана), гидросферы и литосферы (дно океана). Менее активны внутренние зоны раздела (например, границы водных масс). Но наряду с этими зонами крупномасштабного взаимодействия огромную роль играют поверхности раздела, обеспечивающие средне- и мелкомасштабные взаимодействия. В связи с этим высокая активность всех природных процессов отмечается в зонах, окружающих океанические острова и коралловые рифы («островной эффект»). Не менее важны поверхности раздела, обеспечивающие мелкомасштабные

взаимодействия: поверхности твердых минеральных частиц, взвешенных в морской воде; поверхности живых существ, которые обеспечивают мощные процессы метаболизма между ними и окружающей средой, а также мертвых организмов. Огромное разнообразие органических соединений, растворенных в морской воде, как и живых существ, а также минеральных частиц, активно взаимодействующих между собой и с морской водой, придает поверхности и толще океанской воды поистине «чудодейственные» свойства среды, насыщенной химической и биохимической энергией.

Из всего сказанного следует представление об океане как о сложной и вместе с тем целостной системе. Как сложная система он состоит из элементов — подсистем, но не является их суммой. Благодаря тому, что подсистемы (вода, организмы, поверхностный слой литосферы, приводный слой атмосферы и др.) взаимодействуют, сама система качественно отлична от них и «принципиально не сводима к составляющим ее подсистемам». Следовательно, для познания системы, во-первых, необходимо изучение составляющих ее подсистем и, во-вторых, изучение законов их взаимодействия и организации в систему.

В этом собственно и заключаются основные задачи физической географии океанов — науки синтетической и вместе с тем аналитической, так как она изучает и главные свойства подсистем, ибо без этих конкретных данных сам синтез невозможен, невозможно познание взаимозависимостей и взаимосвязей. Как говорят В. Л. Лебедев и его соавторы, предмет географии океана — «океан как единая сложная открытая динамическая система и одновременно существенный элемент географической оболочки в целом».

В заключении своей монографии В. Л. Лебедев, Г. А. Айзатуллин и К. М. Хайлов ставят вопрос: почему задача создания синтетической науки об океане — географии океана — возникла только сейчас, а не в прошлом, — и сами же дают ответ на него, цитируя К. Маркса, сказавшего, что «...человечество ставит себе всегда только такие задачи, которые оно может разрешить, так как при ближайшем рассмотрении всегда оказывается, что сама задача возникает лишь тогда, когда материальные условия ее решения уже имеются лишь лицом или, по крайней мере находятся в процессе становления»¹. До 40—50-х годов такой синтезирующей наукой была сама океанография. Однако неизбежная в последующие годы глубокая дифференциация океанографии, превратившейся в результате в систему наук, привела, с одной стороны, к утрате этой функции океанографией, а с другой — к необходимости появления географии океана.

ОКЕАН И ЧЕЛОВЕК

Со времени палеолита человек пользовался ресурсами океана. Сначала это было использование преимущественно пищевых ресурсов, и как памятники от тех далеких времен кое-где сохранились так называемые «кухонные кучи» из раковин съедобных моллюсков, видимо, единственного морского продукта, потреблявшегося палеолитическим человеком. По свидетельству американских ученых Эмери и Учупи (Emery, Uchupi, 1972), такие «кучи» встречены даже на шельфе. В позднем палеолите — раннем неолите появляется рыболовство. Во времена древних цивилизаций человек уже отваживается на использование океана в транспортных целях — возникает мореплавание.

¹ Маркс К., Энгельс Ф. Соч., т. 13, с. 7.

До недавнего времени воздействие человека на океан было таково, что природа, если не считать истребления некоторых редких морских животных, вроде коровы Стеллера, не испытывала заметного ущерба от человеческой деятельности. Однако бурное развитие техники в сочетании с бесплановостью капиталистического производства, использование океанических ресурсов без учета вносимых этим изменений в структуру природных связей и явлений привели к тому, что сейчас человечество со все нарастающей тревогой констатирует проявления ущерба, нанесенного его деятельностью природе вообще и океану в частности и начинает предпринимать первые, еще весьма робкие шаги к исправлению положения.

Влияние человеческой деятельности на природу океана можно рассматривать в двух аспектах: первый — это использование многообразных и когда-то казавшихся неисчерпаемыми ресурсов океана, второй — загрязнение океана.

Рыболовство, промысел морского зверя, лов различных съедобных или имеющих эстетический интерес беспозвоночных — эти виды экономической деятельности человека в морях и океанах практиковались в течение многих веков. И в настоящее время рыболовство составляет 70% продукции, получаемой человеком в Мировом океане. Однако бурный рост техники рыбного лова и китобойного промысла привели к тому, что в последние десятилетия оказались под угрозой полного уничтожения многие промысловые виды рыб, катастрофически снизилось мировое поголовье китов. «Биологические ресурсы океана не неисчерпаемы, — предупреждал В. Г. Богоров (1967), — более того, в случае нерациональной их эксплуатации они быстро уменьшаются и даже могут быть уничтожены». Так, годовая продукция всего нектона немногим превышает 100 млн. т. Даже современный уровень промышленного лова рыбы (70 млн. т) ставит под угрозу дальнейшее их воспроизводство, а увеличение его до 100 млн. т, рекомендуемое некоторыми учеными, может привести к тяжелым последствиям.

В некоторых популярных изданиях можно встретить упоминания о перспективности непосредственного использования планктона в качестве пищевого ресурса. Однако при огромной годовой продуктивности планктона его биомасса весьма невелика и добыча его в целом малорентабельна, при этом все живое вещество океана составляет лишь 0,5% от суммарного живого вещества на суше. Имея в виду дальнейшую разумную интенсификацию использования пищевых ресурсов океана, не следует забывать об их исключительной ограниченности.

В связи со сказанным, нельзя не обратить внимание на замечание Ю. Ю. Марти («Атлантический океан», 1977), который указывает, что при огромном техническом росте средств промышленного рыболовства себестоимость продукта практически остается почти неизменной. Рост добычи в целом отстает от роста затрат на промышленное рыболовство, и это неизбежно при той ограниченности запасов рыбы в океане, которую сейчас приходится признавать.

Как показали исследования, проведенные в последние десятилетия, Мировой океан обладает большими минеральными ресурсами. Издавна из минеральных богатств океана добывается поваренная соль, затем началась добыча из растворов такого дефицитного металла, как магний, из водорослей — йода. Около 40 лет назад было обнаружено, что пространства шельфа богаты нефтегазовыми месторождениями. Добыча нефти в море впервые была начата в Советском Союзе, на Каспийском море. В настоящее время добывают нефть и газ в море и ведут

на шельфах поисково-разведочные работы на нефть и газ более 120 стран. Предполагается, что благодаря особенностям геологического строения шельфов здесь в целом условия для накопления нефти и газа более благоприятны, чем на прилегающих участках наземных нефтегазоносных бассейнов. Уже сейчас эксплуатируется более 600 морских нефтегазовых месторождений. Ближайшие годы будут годами все нарастающего освоения нефтяных месторождений на шельфе и поисков новых нефтяных богатств на дне океанов и морей. В 80-х годах нашего столетия доля морских нефтегазовых месторождений составит более 30% мировой добычи нефти и газа (Величко и др., 1978).

Широко известны также минеральные богатства, накапливающиеся в береговой зоне морей и океанов, в результате сепарирующей деятельности вод и прибоя, приводящей к формированию россыпей некоторых очень ценных видов полезных ископаемых (золота, алмазов, олова, титаносодержащих минералов, циркона) в прибрежно-морских отложениях. Наши годы характеризуются возрастанием интереса к поискам прибрежных россыпей этих полезных ископаемых. На их долю, в частности, приходится 80% выявленных запасов циркона, 30% монацита, 20% титана (Хрусталеv, 1975).

Из минеральных ресурсов глубоководных районов океана наибольшее внимание привлекают железомарганцевые конкреции, первые попытки подсчета запасов которых были выполнены советскими исследователями (Скорнякова, 1960). Содержание марганца и железа в конкрециях более низкое, чем в разрабатываемых на суше рудных месторождениях, однако некоторые высокоразвитые страны не имеют собственного марганцевого сырья, поэтому их привлекает возможность добычи марганца из донных конкреций. Но еще большую ценность конкреции представляют в связи с высоким содержанием в них никеля, меди, кобальта. Добыча кобальта из конкреций может удовлетворить в кратчайший срок современные потребности промышленности всего мира в этом металле (Меро, 1969). В настоящее время США ведут пробные разработки железомарганцевых конкреций в Тихом океане.

Важнейший минеральный ресурс океана — это солевой состав морской воды. Из нее в значительных количествах извлекается поваренная соль (например, в Китае, где нет крупных месторождений соли, внутренняя потребность в соли обеспечивается путем выпаривания ее из морской воды). Значительная часть соли добывается из морской воды Индией, Италией, Францией. Из каждых 10 т химического осадка морской воды можно, кроме поваренной соли, получить 1730 кг сырого гипса, 370 кг калийных удобрений, около 2 т теплоизоляционных материалов, 0,6 кг брома. Общий вес минеральных веществ, содержащихся в морской воде, достигает 50 млрд. т.

Ежегодная стоимость магния, добываемого из морской воды, составляет 70 млн. долларов. Запасы магния в Мировом океане оценивают в $200\,000 \cdot 10^9$ т. И хотя содержание магния в морской воде в 300 раз меньше, чем на суше, простота техники добычи и громадные запасы магния в море делают его добычу из морской воды экономичной и рентабельной. В СССР магний добывается из рапы морских лагунных озер Крыма. Например, в 1 м³ сивашской рапы магния содержится в 3,5 раза больше, чем в 1 м³ океанской воды (Хрусталеv, 1975). 70% добывающегося в год брома также извлекается из морской воды. Широко известны и интенсивно эксплуатируются запасы сульфата натрия из рассолов залива Кара-Богаз-Гол. В недалеком будущем вполне вероятно, что будет признана целесообразной добыча из морской воды путем экстрагирования и некоторых других элементов.

Велики перспективы использования Мирового океана как источника сырья для ядерной энергетики. Так, выявленные запасы урана на суше, определяемые суммарно для капиталистических и развивающихся стран в 800 тыс. т, могут обеспечить потребность лишь до 2000 г. В океане же содержится не менее 4—5 млрд. т урана. К тому же океан — неисчерпаемый резервуар для добычи тяжелых изотопов водорода — дейтерия и трития.

Минеральные ресурсы океана безусловно велики, но и здесь, как и в отношении пищевых ресурсов, должна быть проявлена достаточная трезвость в их оценке. В некоторых работах, посвященных запасам прибрежно-россыпных месторождений и железомарганцевых конкреций, получает сенсационное освещение их возобновляемость. При этом не учитывается, что при современной, а в ближайшем будущем — еще более совершенной технике, темпы потребления, т. е. разработки россыпей и залежей, и темпы естественного возобновления минеральных богатств в них совершенно несравнимы. Следует также иметь в виду, что при вполне вероятной нефтегазоносности батинальной и абиссальной зон океана, мы не можем пока еще даже представить себе, как получить эти предполагаемые богатства. В дополнение к сказанному заметим также, что добыча нефти в море вступает в противоречие (при современной технологии добычи) с задачей охраны океана от загрязнения.

Все возрастающая потребность коммунального хозяйства, земледелия и особенно промышленности в пресной воде вызвало к жизни совершенно новый вид промышленности — превращение морской воды в пресную. В мире действует более 680 опреснительных установок с суммарной производительностью около 100 000 л/сут. В ряде стран эти предприятия обслуживают не только промышленность, но и бытовые нужды населения.

Изъятие солей, добыча полезных ископаемых, рыболовство и другие технические мероприятия оказывают влияние на природу океана. Однако важнее другой аспект влияния человека на океан — загрязнение океана различными токсическими продуктами, губительно действующими на его живую природу.

Загрязнение океанов и морей может происходить при непосредственном использовании их ресурсов — отходами рыбного хозяйства, нефтью при утечке ее в процессе добычи и при перевозках. Огромные масштабы имеет загрязнение океана в результате хозяйственной деятельности на суше — различными сточными водами, или сбрасываемыми непосредственно в море или приносимыми вместе с речными водами. Эти стоки, как правило, изобилуют токсическими веществами.

Важнейшим загрязнителем океана является нефть. Она в изобилии поступает в океан при добыче и разведке нефти в море, при перевозках нефти и нефтепродуктов в танкерах, при сливе загрязненных вод с судов самого различного типа, при промывке танкеров. В последних остается около 1% перевозимой нефти и при мытье их емкостей эта нефть попадает в океанские воды. В самые последние годы во многих странах слив вод в океан после промывки танкеров строго запрещен.

Широко известны факты катастрофического массового поступления нефти в океан в результате гибели судов, например танкера «Торн-Кэньон» у берегов Англии, крушения танкера «Тампа-Бей» у берегов Флориды, обрыва шланга, через который происходила перекачка нефти с судна в резервуары в районе устья Темзы и др. При всей губительности последствий этих несчастных случаев повседневное

попадание нефти в море, не связанное с подобными катастрофами, представляется особенно опасным, так как оно уже превратилось в постоянно действующий фактор, отрицательное влияние которого все больше усиливается.

Нефть влияет на морские организмы прежде всего непосредственно как отравляющее вещество. При изучении последствий катастрофы с «Торн-Кэньон» выяснилось, что в результате отравления нефтью на дне до глубины 14 м вымерло решительно все бентосное население. Погибли также десятки тысяч морских птиц, огромное количество рыбы. Кроме того, нефть действует губительно, разрушая трофические цепи — при уничтожении организмов, являющихся пищей для других животных, гибнут и последние члены трофической цепи. Наконец, нефтяная пленка отрицательно влияет на испарение с водной поверхности, затрудняет аэрацию воды, что подрывает условия обитания для многих организмов.

Кроме нефти, в океан поступают токсические продукты, содержащиеся в промышленных сточных водах металлургической, химической, кожевенной промышленности, атомного производства. Особенно большой вред наносят отходы атомной промышленности, а также поступающие в море ртуть, стронций и др., а при сливе оросительных вод с поливных земель — различные инсектиды. Последние в больших количествах могут приноситься в море и ветром.

Существенно отрицательное значение для морских организмов имеет и так называемое тепловое загрязнение, главным образом водами, сбрасываемыми тепло- и атомными электростанциями. Сбросовые воды ТЭС несут с собой до 50% тепловой энергии, расходуемой электростанцией, а АЭС — до 65%. Полагают, что в ближайшем будущем (менее чем через 20 лет) АЭС составят более 60% всего энергооборужения, а их строят преимущественно на морских побережьях, в связи с опасностью сильного теплового прогрева водоемов суши. Тепловое загрязнение заключается в том, что происходят локальные, но весьма значительные изменения термических условий обитания. Частые смены температур ведут к вымиранию одних видов и буйному разрастанию других, происходят изменения химизма воды — падает растворение кислорода, изменяется хлорность и т. д. В целом наибольшим изменениям, как в результате прямого загрязнения нефтью и токсическими материалами, так и теплового загрязнения, подвергается природа шельфовой и береговой зон морей и океанов.

В настоящее время разрабатываются различные способы борьбы с загрязнением и другими отрицательными влияниями человеческой деятельности на океан. Применяются новые средства очищения особо загрязненных участков. В ряде стран приняты специальные законы, предусматривающие уголовную ответственность за особо тяжелые последствия сброса сточных вод, заражения моря нефтью и т. д. Все большие средства вкладываются в сооружение очистительных установок на промышленных предприятиях.

Главнейшей причиной всего того ущерба, который наносится океану хозяйственной деятельностью и техникой, является бесплановость капиталистического способа производства, стремление к максимальной частной выгоде при полном пренебрежении к вредным последствиям. «Какая польза от дома, если нет сносной планеты, на которой он мог бы стоять?» — в свое время заметил американский естествоиспытатель и философ Г. Д. Торо. С не меньшей горечью, после приведения этой цитаты в своей работе, пишет Э. Венк (1971): «Если не будет найдено рационального способа распределения в использовании участков приб-

режной полосы для различных целей, то будет продолжаться тенденция использовать их для какой-либо одной цели, которая определяется ближайшими выгодами для отдельных лиц, промышленных предприятий или местных правительств. Такая эксплуатация фактически может привести к истощению богатств. Создание частных пляжей ограничивает доступ к морю, драгирование и насыпи на побережье наносят ущерб промысловому рыболовству, морские буровые вышки ограничивают свободу судоходства. Любое одноцелевое использование какого-либо участка выглядит по-своему оправданным, но общий эффект такой эксплуатации может привести к хаосу».

Научное изучение комплексных связей компонентов природной среды в океане позволяет предвидеть те или иные изменения, которые могут произойти в этих связях при вмешательстве (намеренном или не намеренном) человека, правильно оценивать эти последствия и изменения. В социалистических странах при плановом производстве эта сторона становится главной, и не случайно в Советском Союзе в последнее время уделяется все больше внимания охране природной среды в целом, борьбе с загрязнением морских бассейнов, научным исследованиям в этой области. В СССР разработаны специальные законодательные меры по защите природной среды и охране вод, и в том числе морей и океанов. Существенный вклад в дело защиты океана может и должна сделать и физическая география.

Разъяснение опасности положения путем научной пропаганды должно сопровождаться глубокими исследованиями сдвигов в природной обстановке, вызванных технической деятельностью, разработкой методов очищения океанов, включая и методы так называемого «самоочищения» (Рябчиков, 1972), широким обменом научных достижений в этом деле между разными государствами, в том числе и государствами с разным социально-политическим строем, международными законодательными мерами, направленными на защиту природы всего Мирового океана, принимаемыми через ООН, ЮНЕСКО и ФАО.

В докладе Л. И. Брежнева на XXVI съезде КПСС и в принятом на съезде документе «Основные направления экономического и социального развития СССР на 1981—1985 гг. и на период до 1990 г.» вопросам охраны внешней среды и рациональной эксплуатации ресурсов морей и океанов было уделено большое внимание. Решения XXVI съезда ориентируют науки о природе Земли, географию вообще и географию океанов в частности, на выработку научных основ рационального использования богатств Мирового океана, включая материковые подводные окраины.

Океан как природный комплекс представляет собой более замкнутую систему, чем суша, так как вынос вещества из этой среды возможен только путем испарения, а этот путь не спасает систему от загрязнения. Одновременно океан и более защищен, чем суша, в силу своего гипсометрического положения — это гигантский отстойник для различных взвесей и растворенных токсических веществ, поступающих с суши. К тому же океан — высокодинамичная система, сфера взаимодействия и единства жидкой, твердой, газовой и живой внешних оболочек планеты. В силу всех этих обстоятельств ущерб, нанесенный природе океана где-то в одном месте, не локализуется в месте поражения, что, в частности, убедительно было показано результатами наблюдений экспедиции Т. Хейердала на папирусном корабле «Ра», обнаружившей обширный регион нефтяного загрязнения в пелагической области Атлантического океана на расстоянии нескольких тысяч километров от суши. Эти локальные поражения, слагаясь одно с другим, распростра-

няясь в другие районы, превращаются в общую угрозу для жизни во всем океане.

И подрыв биологических ресурсов океана, и загрязнение океана при их общепланетарном, как бы надгосударственном, значении, несомненно, имеют социальную, классовую основу. Угроза, нависающая над океаном, над природной средой, является вместе с тем убедительным доказательством того, насколько все человечество и вся наша планета нуждаются в установлении планового, справедливого социального строя, свободного от эксплуатации, конкуренции и хищнического использования природных богатств.

Глава 12

О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Вопрос о происхождении и истории развития океана чрезвычайно сложен и противоречив. Композиционно он состоит по крайней мере из трех самостоятельных, хотя и тесно связанных частей: проблемы происхождения рельефа и геологической структуры дна океанов, проблемы генезиса и эволюции вод, заполняющих впадины океанов, и проблемы происхождения и развития жизни в океане. Было бы слишком смело заявить, что хотя бы одна из них решена в ее основных чертах.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РЕЛЬЕФА ДНА

Ни одна из геотектонических гипотез не может обойти молчанием вопрос происхождения океанов, океанической земной коры и рельефа дна океана. Имеется большое число различных гипотез происхождения материков и океанов. Одни из них исходят из представления о «первичности» базальтовой (океанической) коры и рассматривают континенты (в геофизическом смысле) как продукт эволюции океанов. Механизм превращения океанов (океанической земной коры) в континенты — геосинклинальный процесс. Так называемые «переходные зоны», т. е. окраинные геосинклинальные области рассматриваются при этом как области, где происходит переработка океанической земной коры в материковую.

Такие взгляды еще в прошлом столетии развивал Дж. Дэна (1879 г.), позднее — Ч. Шухерт, У. Уиллис. В наиболее четкой форме эта точка зрения была изложена в 50-х годах П. Н. Кропоткиным (1951), Г. Джеффрисом (1960) и в особенности Дж. Вильсоном (1959), хотя в последующих работах П. Н. Кропоткин и Дж. Вильсон существенно изменили свои взгляды. Одним из важнейших доводов в пользу изложенной точки зрения Дж. Вильсон считал разрастание континентов по периферии за счет приращения к краям платформ все новых участков зон, испытавших складчатость и последующую консолидацию. Знаменательно, что Дж. Вильсон придавал в рассмотрении процесса эволюции Земли существенное значение сжатию Земли, справедливо полагая, что образование атмосферы, гидросферы за счет дегазации мантии и выброс вулканогенных продуктов неизбежно должны были вести к уменьшению объема в недрах Земли. Ясно, что признание

такого сжатия не имеет ничего общего с зюссовской гипотезой контракции основывавшейся на отживших представлениях об остывании первично расплавленной Земли.

Противоположная точка зрения развивается сторонниками гипотезы океанизации, согласно которой все океаны или по крайней мере Атлантический, Северный Ледовитый и Индийский, а также окраинные и средиземные глубоководные моря возникли как вторичные образования на месте бывших континентов, т. е. что океаническая или субокеаническая земная кора образовалась на месте бывшей материковой коры. Наиболее последовательно эту точку зрения развивает В. В. Белоусов (1972, 1975). По Ю. М. Шейнманну и Ю. М. Пущаровскому, океаны образовались на месте первичной континентальной коры.

Гипотеза океанизации объясняет многие черты строения океанов и материков, однако основным и пока не преодоленным затруднением, с которым она сталкивается, является вопрос о механизме уничтожения гранитного слоя и общего уменьшения мощности земной коры.

Большинство авторов, вслед за Г. Штилле (1964), считают, что следует говорить о двух типах океанов — первичных (по Г. Штилле, проокеанов) и вторичных. Первичным океаном считают Тихий, причем даже большинство «мобилистов» (о них ниже), остальные океаны — вторичные. Г. Штилле к этому вопросу, однако, подходил более дифференцированно: вторичными, или неокеанами, он считал Индийский, бывшую «лаврентьевскую» часть Атлантического океана, его бывшую «гондванскую» часть, море Уэдделла и Филиппинскую котловину. Большую же часть Атлантического и Северного Ледовитого океанов Г. Штилле относил к первичным океанам.

Третью группу образуют гипотезы, объединяемые под общим названием «мобилистических». Они рассматривают океаны как вторичные образования, возникшие в результате горизонтального (точнее, латерального) расползания глыб литосферы или литосферных плит, ранее образовывавших единый материковый массив. Таким образом, океаны представляют собой как бы гигантские полыньи, образовавшиеся при раздвигании осколков «Пангеи», как называл этот гипотетический массив родоначальник «мобилизма» — А. Вегенер (1923) (рис. 51).

А. Вегенер, обосновывая свою гипотезу дрейфа материков, исходил, во-первых, из видимого сходства очертаний западного и восточного берегов Атлантического океана, сходства их геологического строения и общности в развитии домезозойской фауны и флоры Америки и Старого Света. Важную роль в утверждении этой гипотезы, как и последующих мобилистических построений (а также гипотезы океанизации), сыграло представление о Гондване — гипотетическом южном материке, объединявшем в домезозойское время Африку, Индостан, Антарктиду, Австралию и Южную Америку. Признание Гондваны основывалось на ряде признаков, указывающих на общность органического мира и геологической истории названных континентов и Индийского «субконтинента».

Гипотеза А. Вегенера, воспринятая очень многими учеными с большим энтузиазмом, вскоре, однако, растеряла своих сторонников после того, как Г. Джеффрисом и другими геофизиками было показано, что сил вращения Земли и приливной силы, которые А. Вегенер рассматривал как главные двигательные силы материковых глыб, безусловно, недостаточно для такого движения материков. Что же касается сходства очертаний берегов, то, как это было отмечено Е. Н. Люстихом (1965), примеры сходства очертаний даже весьма

удаленных друг от друга материков или островов столь многочисленны, что этот признак нельзя считать решающим (рис. 52).

Новое оживление мобилистской концепции произошло в 60—70-х гг. Синтетическое выражение неомобилизм получил в виде гипотезы «новой глобальной тектоники». Сущность ее основывается главным образом на материалах геофизических, в меньшей степени — геологических исследований дна Мирового океана и заключается в при-

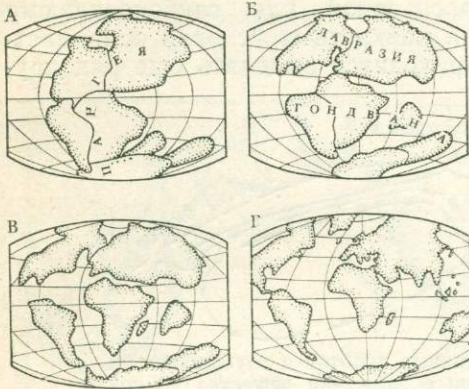


Рис. 51. Одна из возможных реконструкций изменений очертаний материков с позиций гипотезы новой глобальной тектоники (по Р. Дицу и Дж. Холдену, 1974). Положение материков: А — 200 млн. лет назад, Б — 120 млн., В — 65 млн. лет назад, Г — современное состояние

нании возможности (и даже неизбежности) горизонтальных, или правильнее, латеральных перемещений очень крупных участков литосферы — плит — на огромные расстояния. Границами плит являются срединно-океанические хребты и глубоководные желоба. Плиты состоят из земной коры и верхней (лежащей выше астеносферы) части верхней мантии, объединяемых под общим наименованием литосферы. Главный механизм горизонтальных движений земной коры — конвекционные явления, возникающие в астеносфере. В местах подъема конвекционных потоков образуются срединно-океанические хребты. Через них на поверхность поступает глубинный материал, из которого формируется океаническая кора. По мере поступления новых порций ранее поступивший материал как по конвейеру относится в стороны от рифтовой зоны (рис. 53). По мере движения плит параллельно земной поверхности, происходящего со скоростью до 2 см/год, а в некоторых случаях — даже до 16 см/год, на этот конвейер выпадают донные осадки. Постепенно материал остывает, происходит погружение плиты, субдукция. Зонами субдукции являются глубоководные желоба (Vine, Mattews, 1963).

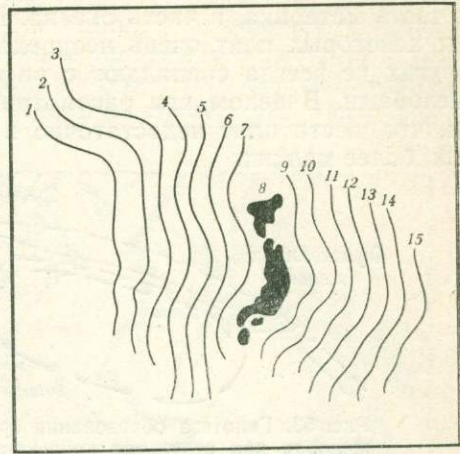


Рис. 52. Совмещение аналогичных по рисунку береговых линий и Японских островов (по Е. Н. Люстиху, 1965): 1 — западное побережье Южной Америки; 2 — западное и северо-западное побережье Австралии (юг наверху, суша слева); 3 — западное побережье Северной Америки (суша справа); 4 — юго-восточное побережье Южной Америки (суша слева); 5 — северо-восточное побережье Южной Америки; 6 — западное побережье Африки; 7 — восточное побережье Африки; 8 — Япония; 9 — западное побережье Южной Америки от 5° с. ш. до 18° ю. ш., суша слева; 10 — южное побережье Австралии; 10—15 — различные участки побережий Австралии, Гренландии, Африки, Индии

Поскольку поступление новых порций глубинного материала вместе с тем обуславливает оттеснение в сторону ранее сформировавшейся части плиты, весь этот процесс ведет к расширению или разрастанию океанического дна — спредингу (от spread — растягивать, расширять).

По представлениям Э. Булларда (1971), «...шести основных плит достаточно, чтобы описать картину континентального дрейфа, происходящего в настоящее время». Каждая из таких плит включает в себя и часть материка, и часть океана. На рис. 54 видно, однако, что границы некоторых плит очень неопределенны на отдельных участках, а на других не всегда совпадают с рифтовой зоной или глубоководными желобами. В целом при рассмотрении конкретных условий оказывается, что шести плит недостаточно и приходится выделять еще ряд других, более мелких.

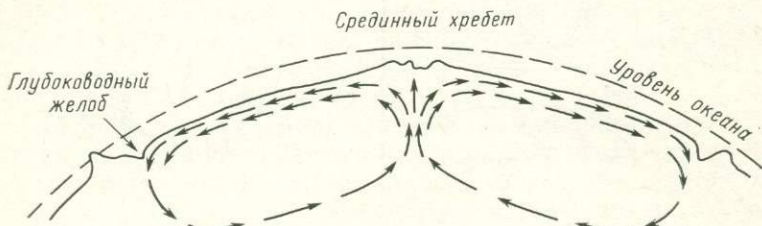


Рис. 53. Гипотеза образования срединных хребтов и глубоководных желобов как результат конвекционных движений вещества земной коры и мантии

В качестве основного доказательства правильности гипотезы тектоники плит привлекаются данные магнитометрических исследований. Уже упоминалось, что в срединно-океанических хребтах через более или менее равные расстояния в обе стороны от рифтовой зоны чередуются полосы положительных и отрицательных аномалий. Это чередование аномалий, на основе представлений о многократных инверсиях земного магнитного поля, доказанных для последних 4 млн. лет, трактуется как результат таких инверсий. Картина инверсий экстраполируется назад во времени на 160 млн. лет и таким образом получается палеомагнитная шкала абсолютного возраста, сопоставляя которую с пространственным положением той или иной полосовой аномалии, пытаются установить возраст данной части земной коры, т. е. определить время, когда эта полоса коры располагалась в месте своего зарождения — в рифтовой зоне.

Идеи тектоники плит в настоящее время господствуют в западной научной литературе и завоевали широкое признание многих советских исследователей. В общем, сложилось положение, которое, казалось бы, можно оценить как факт создания совершенно новой, базирующейся на новейших достижениях науки, теории происхождения и развития океанов. Представляется заманчивым именно эту новейшую гипотезу положить в основу дальнейшего рассмотрения интересующего нас вопроса. Однако при критическом анализе этой гипотезы в ней обнаруживается большое число бездоказательных или слабо доказуемых положений, неясностей, нередко — натяжек в истолковании получаемых фактов и несоответствия многим фактам, в том числе и тем, которые были получены в результате глубоководного бурения. Все это не ставит данную гипотезу в какое-либо преимущественное положение по отношению к другим гипотезам происхождения океанов.

Прежде всего в основе гипотезы лежит не доказанный факт, а постулат о том, что отрицательные аномалии — это остаточные, сохранившиеся от эпох инверсии магнитного поля. Известно, например, что в осевых зонах срединных хребтов наблюдается чередование блоков базальтов, ультраосновных пород и ультраосновных пород, подвергшихся интенсивной серпентинизации, причем эти последние обладают слабой магнитной восприимчивостью. Таким образом, чередование полос магнитных аномалий может быть обусловлено петрографическими причинами. Экстраполяция данных о магнитных инверсиях, более или менее доказанных на ближайшие 4 млн. лет, на отрезки геологического времени продолжительностью в 160 млн. лет — тоже не сильное место этой концепции. Добавим к этому, что во время

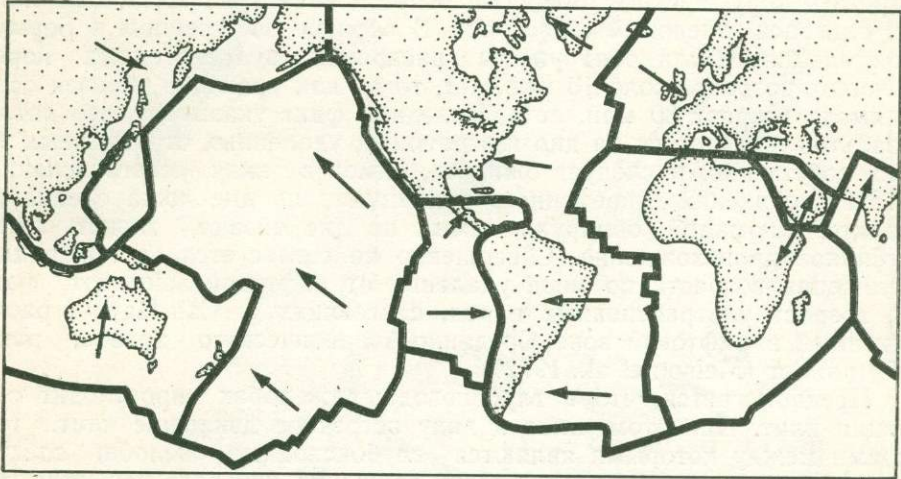


Рис. 54. Литосферные плиты, по Э. Булларду (1971). Жирные черные линии — границы плит, стрелки — направления их движения

37-го рейса исследовательского судна «Гломар Челленджер» было обнаружено, что смена отрицательных и положительных магнитных аномалий отмечается и по вертикали, причем многократно и нерегулярно. Можно согласиться с Л. В. Дмитриевым (1975), который считает, что требуется серьезный пересмотр гипотезы о происхождении полосовых магнитных аномалий на дне океана.

В «новой глобальной тектонике» первый слой базальта, в котором обычно останавливалась проходка скважины глубоководного бурения, постулируется как кровля акустического фундамента земной коры. Отсюда делается вывод и о возрасте последнего — по возрасту осадков, залегающих на базальте. Между тем знакомство с первичным материалом показывает, что в большинстве случаев бурение скважин заканчивается в осадочных породах, а скважины, достигшие базальтов, еще не дают представления о том, что пройден весь осадочный слой, так как в некоторых случаях, когда бурение продолжалось, под базальтами обнаруживались снова осадочные породы. Заметим, что существует значительное расхождение в мощностях осадочного и второго слоев, определяемых по сейсмопрофилированию и получающихся по истолкованию результатов глубоководного бурения. Максимальная глубина скважин глубоководного бурения — 700—800 м, мощность осадочного

слоя (по сейсмическим данным) — обычно составляет вместе со вторым слоем 1,5—2 км. Поскольку подавляющее число скважин имеет глубину до 300—500 м, глубоководным бурением в большинстве случаев оказывается пройденной только часть осадочного слоя и лишь в нескольких скважинах достигнут второй слой. Поэтому геохронологические построения, якобы подтверждающие гипотезу расширения и обновления океанского дна, на самом деле основываются на молчаливо принимаемом постулате о том, что под этими базальтами нет более древних, чем они, осадочных или эффузивных пород.

В ходе глубоководного бурения были вскрыты некоторые геологические факты, которые резко выпадают из схемы постепенного увеличения возраста коры по мере удаления от осевой зоны срединного хребта. Так, в Каролинской котловине, где по расчетам следовало бы встретить кору юрского или даже более древнего возраста, был получен олигоцен-эоценовый ее возраст. В образце, полученном в Бермудской впадине, были обнаружены внедрения вулканогенных пород, имеющих возраст около 16 млн. лет, тогда как крошечный образец осадки имели возраст 80 млн. лет. Последний факт указывает, что потоки базальтов изливаются на дно и в районах, удаленных от рифтовых зон (что, собственно, и следует ожидать, имея в виду многочисленные факты проявлений современного вулканизма на дне ложа океана), а характер аномалий, обнаруживаемых на дне океана, может иметь глубинное происхождение. Совершенно не согласуется с концепцией увеличения возраста по мере удаления от рифтовой зоны тот факт, что возраст ультраосновных пород, слагающих о. Сан-Паулу, расположенный в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта, равен 835 млн. лет (Melson et al., 1972).

Предполагается, что в глубоководных желобах происходит субдукция плит. При этом, имея в виду встречное движение плит, границами между которыми являются глубоководные желоба, следует ожидать, что это зоны нисходящего движения корового вещества для обеих плит. С этим резко не согласуются высокие значения теплового потока в непосредственной близости от глубоководных желобов — на островных дугах, а также довольно обычное присутствие ультраосновных пород на зрелых островных дугах (Куба, Япония и др.). Если гипербазиты обязаны своим присутствием на поверхности Земли восходящим конвекционным токам, то участие их в строении зрелых островных дуг с точки зрения тектоники плит совершенно необъяснимо. Данные глубоководного бурения в Японском желобе не свидетельствуют о каких-либо признаках субдукции.

Впрочем, и само образование островных дуг до последнего времени не укладывалось в схему тектоники плит. Позднее в эту схему были внесены некоторые существенные дополнения. В частности, допускалось, что плиты испытывают опускание в зоне глубоководного желоба неодновременно, в этом случае они могут сталкиваться или нагромождаться одна на другую (испытывать «обдукцию»), что в конечном счете должно привести к образованию горных складчато-глыбовых сооружений — хребтов островных дуг. Существенно подрывает основы гипотезы спрединга уже упоминавшиеся ранее данные о спорадическом распространении астеносферы.

Нетрудно видеть, что на ход рассмотрения основных черт истории развития океанов как геолого-геоморфологических образований должен оказать влияние выбор исходной позиции такого рассмотрения. Нам представляется, что при многих интересных и заслуживающих самого пристального внимания положениях гипотез океанизации и мобилизма,

точка зрения первичности происхождения океанов удовлетворяет несколько большему числу геологических фактов. Назовем некоторые важнейшие из них.

1. Известно, что докембрийские платформы в фанерозое нарастали по периферии за счет замыкания геосинклинальных областей, располагающихся между платформой и ложем океана. Отсюда следует,

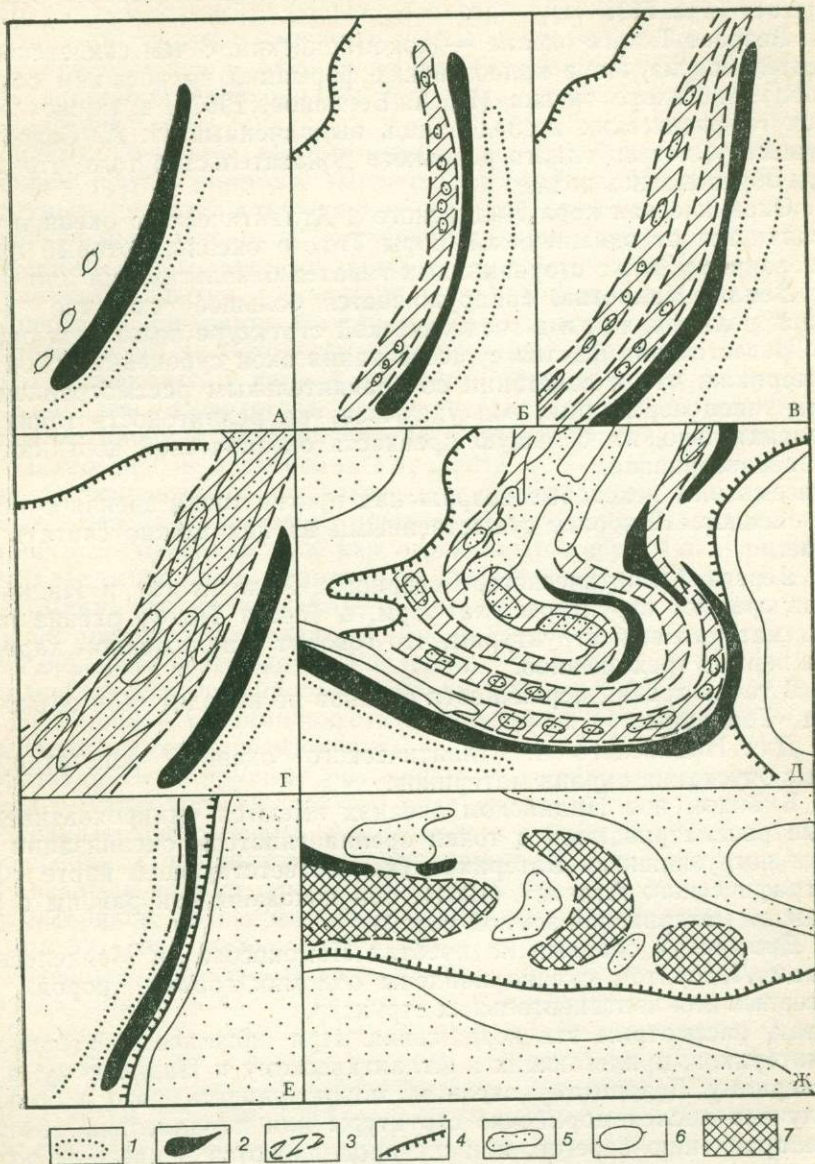


Рис. 55. Схема эволюции переходных зон (Леонтьев, 1968):
 1 — внешний вал; 2 — глубоководный желоб; 3 — островные дуги; 4 — материковый склон; 5 — пространства суши и морского дна с материковым типом коры; 6 — подводные горы; 7 — реликтовые окна субокеанической коры в средиземноморской стадии развития. А — витязевская стадия; Б — марианская стадия; В — курильская стадия; Г — японская стадия; Ж — средиземноморская стадия; Д и Е — индонезийский и восточно-тихоокеанский варианты японской стадии

что нарастание платформ происходило за счет сокращения площади океанов, так как судя по современным геосинклинальным областям, последние закладывались на окраине океанов.

2. Рассмотрение различных типов переходных зон — геосинклинальных областей — показывает, что их развитие идет от простых типов, в строении которых «материковый элемент» отсутствует, к сложным, в строении которых значение «материковых элементов» все более возрастает (рис. 55).

3. Возраст Тихого океана — докембрийский, о чем свидетельствует сравнительное изучение палеозойских формаций на внешнем обрамлении области Тихого океана (Н. А. Богданов, 1967), а также анализ данных геофизических исследований, выполненный И. А. Соловьевой. По существу, нет ни одного реального доказательства того, что другие океаны образовались позже.

4. Океаническая кора Индийского и Атлантического океанов ничем не отличается от океанической коры Тихого океана, который признается первичным даже сторонниками гипотез базальтизации или расширения Земли. Напротив, обнаруживается большое сходство как в строении рельефа, так и в геологической структуре ложа всех океанов.

5. Известен ряд фактов существования окон субокеанической коры на материках, что в сочетании со сравнительным рассмотрением различных типов переходных зон указывает на реликтовость таких окон и, следовательно, на большую древность океанической коры по сравнению с материковой.

Рассмотрим некоторые возражения против точки зрения о первичности океанов. Наиболее существенными из них можно считать следующие.

1. Берега Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского океанов срезают структуры платформ, а берега Тихого океана параллельны материковым структурам, что говорит о наложенном характере впадин первых трех океанов.

2. С точки зрения первичности океанов не находит себе объяснение распад Гондваны.

3. Для Индийского и Атлантического океанов констатируются крупные опускания окраин материков.

4. В Тихом и в Индийском океанах имеются «микроконтиненты», которые рассматриваются с точки зрения гипотезы океанизации как осколки погружившихся материков (на соответствующей карте «Физико-географического Атласа» (1964), они показаны как районы с редуцированной материковой земной корой).

5. Драговыми сборами на хребтах Ломоносова и Менделеева в Северном Ледовитом океане найдены обломки горных пород, явно характерных для континентальных структур.

Итак, рассмотрим эти возражения. При анализе тектонических карт материков, прилегающих к Атлантическому и Индийскому, а также Северному Ледовитому океанам, можно увидеть, что в большинстве случаев послекембрийские структуры или параллельны генеральному направлению берегов, или же продолжают в пределы подводной окраины, но, по-видимому, нигде не срезаются нижней границей материкового подножия. Имеется немало примеров, которые указывают на замыкание геосинклинальных структур по их простиранию (каждая из геосинклинальных зон не является беспредельной!). У нас нет оснований считать, что даже в тех случаях, когда имеет место видимое резкое несогласие простираний берега и соответствующих геологических структур, такого замыкания или угасания не может произойти

еще в пределах подводной окраины материка. Есть очень много случаев несогласованности направления берега и простираения докембрийских структур, но и это необязательно должно противоречить возможности замыкания или затухания структуры на подводной окраине материка. Различные же построения, имеющие целью показать, например продолжения африканских структур на Южно-Американской платформе или наоборот, имеют не большую ценность, чем многократно предпринимавшиеся построения, имеющие целью доказать «совпадение» контуров Южной Америки и Африки по зеркальному сходству их берегов. Такие реконструкции проводились без учета нижней границы материковых платформ.

Проблема Гондваны представляется гораздо более значительным возражением против гипотезы первичности океанов. Имеется большое число данных, свидетельствующих о сходстве животного и растительного мира южных материков, разобщенных друг от друга обширными океаническими пространствами. Однако известны неоднократные и в целом удачные попытки объяснения этого сходства и без апелляции к необходимости признания бывшего существования Гондваны (Mattew, 1939; Красилов, 1974). Сходство геологических формаций на южных материках может быть в равной степени объяснено и былым существованием Гондваны, и сходством климатических условий, оказывающих существенное влияние на образование и облик континентальных формаций. Палеозойское оледенение Гондваны, обычно расценивающееся как одно из основных доказательств ее существования, скорее должно рассматриваться как аргумент против бывшего существования этого гипотетического материка, так как огромные размеры Гондваны были бы непреодолимым препятствием для возникновения такого оледенения. Вспомним, что даже жестокое похолодание верхнечетвертичного времени не привело к обледенению всего Евразийского материка, значительно меньшего размера, чем Гондвана.

Представляется, что проблема Гондваны — проблема кажущаяся, скорее связанная с традиционными установками, нежели с необходимостью признания ее существования.

Констатируемые крупные опускания на окраинах Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого океанов, по нашему мнению, отнюдь не свидетельствуют в пользу мнения о их вторичном, наложенном происхождении. Подобные опускания имеют место и на окраинах Тихого океана, и во всех случаях они бесспорны в пределах подводных окраин материков, но нет ни одного факта, который бы свидетельствовал о том, что тот или иной участок океанского дна с океанической или субокеанической корой был в прошлом участком континента. Работами «Гломар Челленджер» на дне Мексиканского залива на глубинах более 3 км, а также в Средиземном море на глубинах 2—3 км были обнаружены соляные купола, что, казалось бы, должно свидетельствовать о том, что на месте морского дна здесь были некогда континентальные или субконтинентальные условия. Однако оказалось, что все эти солянокупольные структуры распространены в пределах подводных окраин материков, на материковом склоне или подножии. Кроме того, открытие на дне Красного моря соленосных пород, генетически связанных с мощным притоком ювенильных рассолов, говорит о возможности образования богатых солями, очень напоминающих эвапориты пород и в глубоководных условиях. Наконец, для рассмотрения микроконтинентов в качестве «недоразвившихся материков» имеется не меньше оснований, чем считать их «участками редуцированной материковой коры».

Обломки пород, характерных для континентальных структур (кристаллических известняков, гнейсов и др.), поднятые драгами на вершинах или склонах хребтов Северного Ледовитого океана, отнюдь не должны обязательно рассматриваться как признак того, что эти хребты — погруженные континентальные образования. Заключение, которые можно делать на основе драговых сборов где-нибудь в тропических районах Индийского океана, нельзя механически распространять на районы, характеризующиеся интенсивным ледовым разносом каменного материала. В этих условиях не приходится удивляться нахождению на дне океана обломков пород, характерных для материковых платформ.

Принимая в качестве отправной гипотезу первичности океанов, мы можем сказать, что уже в кембрии существовали основные планетарные морфоструктуры дна океана — подводные окраины материков, следы которых дошли до нас в виде мелководных шельфовых отложений кембрийских морей; геосинклинальные области, результаты замыкания которых мы видим в каледонских складчатых сооружениях, и ложе океанов. О существовании последнего по крайней мере уже в нижнем палеозое свидетельствуют данные об ископаемых конусах выноса подводных каньонов, описанных, например, для разрезов силура в Англии («Submarine canyons and Deep sea fans», 1976).

Последующая история развития океанических впадин была тесно связана с процессом наращивания материковых платформ за счет горообразования и замыкания геосинклиналей. Реконструируя основные морфологические черты геосинклинальных областей каледонского, герцинского, мезозойского орогенезов, можно убедиться в том, что эти области по своему положению относительно платформ поразительно сходны с современными геосинклинальными областями. Среди них, как и среди современных геосинклинальных областей, можно выделить следующие: а) области, располагавшиеся на окраине океана, отделенные котловинами глубоководных морей; б) примыкающие непосредственно к краю платформ, типа современных переходных областей восточной окраины Тихого океана; в) средиземные, расположенные между двумя сближенными платформами и характеризующиеся сложными петлевыми изгибами островных дуг, подобных тем, которые наблюдаются в Индонезии или в Карибском море. При этом можно заметить, что некоторые из современных геосинклинальных областей имеют очень древнее заложение: например, в области моря Скотия, в Индонезии, в Японии, если судить по возрасту наиболее древних складчатых структур, обнаруживаемых в них, геосинклинальный режим существует с палеозоя до наших дней. Другие же давно прекратили свое существование и превратились в части платформ, третьи — возникли совсем недавно, в миоцене или плиоцене (например, Марианская, Витязевская, Тонга-Кермадекская переходные области).

Эволюция ложа океана в течение палеозоя — кайнозоя заключалась в сокращении его площади и в углублении океана. Вторую сторону этой эволюции целесообразнее рассмотреть подробнее вместе с обзором возможного хода эволюции океанских вод.

Мы не имеем никаких данных, которые свидетельствовали бы о существовании срединно-океанических хребтов в доверхнемезозойское время. Различные построения с целью реконструкции существования и положения срединно-океанических хребтов и литосферных плит («Геофизика океана», т. 2, 1979) интересны, но недостаточно обоснованы конкретным геологическим материалом и вследствие этого очень гипотетичны.

По мнению Г. Менарда, в Тихом океане в верхнем мезозое существовал срединно-океанический хребет, простиравшийся через весь океан с юго-востока на северо-запад. Этот хребет Г. Менард назвал поднятием Дарвина. В конце мела и в палеогене произошло разрушение этого срединного хребта вследствие необычайно активных тектонических процессов, имевших результатом образование крупнейших разломов, массовый выброс вулканогенных продуктов и последующее погружение обширных участков земной коры, очерченных этими разломами. «Пароксизм вулканизма того времени был уникален по своей мощности» (Менард, 1966). Сформировались обширные «шлейфы архипелагов», под которыми оказались погребенными остатки поднятия Дарвина. Исключение составляют лишь хребет Лайн и отдельные возвышенности между ним и о-вами Гилберта. Одновременно с началом погружения поднятия Дарвина, по мнению Г. Менарда, началось образование Восточно-Тихоокеанского срединно-океанического хребта. Предполагается, что северная его часть (район между заливом Аляска и Калифорнией) сформировалась раньше, на что указывает отмечающееся здесь интенсивное дробление коры и многочисленность подводных гор, в том числе гайотов. С предполагаемой относительной молодостью южной половины Восточно-Тихоокеанского хребта согласуется слабая выраженность рифтовых структур, что можно объяснить тем, что они еще не успели развиться, а не большой скоростью «раскрытия» рифта в этом районе.

Срединно-Атлантический и Аравийско-Индийский хребты должны быть, по-видимому, древнее, т. е. представляют собой более зрелые структуры, чем Восточно-Тихоокеанское, Южно-Тихоокеанское и Австрало-Антарктическое поднятия. В целом же напрашивается заключение, что срединно-океанические структуры — это в полной мере продукт развития Земли в новейшее время (если под последним понимать последние этапы мела и кайнозойское время).

Остается совершенно неясным время образования многочисленных подводных сооружений ложа океана, не относящихся к системе срединно-океанических структур. О возрасте таких сооружений можно с определенной долей уверенности говорить лишь применительно к районам развития коралловых атоллов в тропической зоне Тихого океана. На атолле Эниветок бурением на глубине 1260—1400 м было вскрыто базальтовое (вулканическое) основание, на котором залегают палеоцен-эоценовые коралловые отложения. Бурение было проведено также на ряде других атоллов, но полностью коралловые известняки нигде больше не были пройдены. Все же, имея в виду известное сходство пройденных бурением разрезов, можно считать, что образование океанического вала, на котором расположены острова Каролинские, Маршалловы, а также Гилберта и Эллис, относится к низам палеогена, т. е. ко времени начала разрушения поднятия Дарвина. Наиболее древние находки коралловой фауны, имеющей меловой возраст, обнаружены на гайотах Гесс и Кейп Джонсон, в восточной части гор Мид-Пасифик. По Г. У. Менарду, это поднятие представляет собой также реликт бывшего поднятия Дарвина.

Глубоководное бурение, проводимое по проекту DSDP на судне «Гломар Челленджер», дает ценный материал по истории развития осадочного слоя в Мировом океане, однако, поскольку ни в одном случае нет уверенности в том, что скважинами действительно вскрыта кровля базальтовой океанической коры, этот материал позволяет лишь говорить о том, что пока самыми древними отложениями, имеющимися на дне океана и вскрытыми бурением, являются верхне- и среднеюр-

ские. Юра была вскрыта скважинами в Северо-Американской котловине в Атлантическом океане, в Северо-Западной котловине Тихого океана, а также в восточной части Мексиканского залива. Юрские и залегающие выше по разрезу осадки во всех случаях представлены глубоководными фациями, что свидетельствует о существовании абиссального режима в этих районах Мирового океана, по крайней мере на протяжении 140—160 млн. лет. Из других результатов, имеющих наиболее общий интерес, следует отметить устанавливаемое по многим скважинам наличие заметного несогласия в верхнем мелу, которое, однако, не сопровождается принципиальной сменой характера осадконакопления (после перерыва продолжается отложение абиссальных осадков); широкое распространение сильно кремнистых пород — «шертов», обычно залегающих на глубинах более 300 м от поверхности и не имеющих строгого стратиграфического положения; получение ряда непрерывных или почти непрерывных кернов, позволяющих существенно детализировать стратиграфию верхнего мела и вышележащих пород.

Из вышеизложенного можно сделать вывод о том, что по истории развития основных морфоструктур океана и его геологической истории в целом мы располагаем пока еще или очень общими представлениями, которые в зависимости от точки зрения исследователя, могут толковаться весьма различным образом, либо данными по отдельным отрезкам геологического времени, в виде разрозненных звеньев, еще не образующих единой цепи. Вместе с тем, думается, что непредвзятый объективный анализ имеющихся данных по глубоководному бурению и геофизике, в сочетании с морфологическим анализом рельефа дна и в сопоставлении с геологией прилегающих к океану районов суши могут дать уже в настоящее время возможность построения схемы истории геологического развития и рельефа океана за последние 150—100 млн. лет.

В связи с вышесказанным представляет большой интерес уже упоминавшаяся работа И. А. Соловьевой, в которой дается обстоятельное рассмотрение вопроса об эволюции дна океана, выполненное на основе анализа геофизических и геологических данных. В ней убедительно показаны значительная (докембрий) древность западной части Тихого океана и существенная роль вертикальных блоковых движений в формировании современного рельефа дна.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ВОД ОКЕАНА

Не менее важной проблемой является проблема возникновения и развития океана как водной оболочки.

Современными научными представлениями (Менард, 1966; Виноградов, 1967; Валяшко, 1971) дифференциация и дегазация мантии признается как единственный механизм образования гидросферы. Процесс планетарной дифференциации вещества земных недр «...может быть уподоблен зонному проплавлению вещества мантии с движением легкоплавкого слоя к поверхности Земли. В составе этого легкоплавкого слоя движется и вода, обособляющаяся в самостоятельную фазу, где-то не доходя до поверхности. Легкоплавкий расплав распадается на две фазы: главным образом силикатную и главным образом водную... После отделения водная фаза получает самоподвижность и как менее вязкая более энергично движется к поверхности» (Валяшко, 1971).

При обособлении водной фазы летучие компоненты сосредоточиваются в ней, и таким образом она становится раствором, содержащим

разнообразный и сложный набор этих компонентов. Оказавшись на поверхности Земли, раствор испытывает изменения своего состава в процессе приспособления к новым условиям. Вода океана — это первичный ювенильный раствор после приспособления его к поверхностным условиям. Из табл. 12 видно, что это приспособление ведет к сохранению первичного содержания таких элементов, как хлор и бром, поскольку для них на поверхности Земли «нет достаточно активных осадителей» (Валяшко, 1971), снижению ряда других компонентов и особенно большой потере углерода. Значительное понижение содержания претерпел также азот.

Таблица 12

Содержание некоторых элементов в первичном ювенильном растворе
и в воде современного океана
(по А. П. Виноградову и М. Г. Валяшко)

Компоненты	Содержание в первичном ювенильном растворе, г/100 г воды	Содержание в воде современного океана, г/100 г воды
Углерод	8,0	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Фтор	$6 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Хлор	1,4	1,9
Бром	$1 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$
Иод	$8 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Бор	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Азот	0,4	$5 \cdot 10^{-2}$

Потеря углерода обусловлена, во-первых, связыванием его в угольную кислоту и последующим осаждением карбонатов и, во-вторых, фотосинтезом. Потеря азота также обусловлена жизнедеятельностью организмов. Таким образом, возникновение и развитие жизни явилось мощным геохимическим фактором, определившим дальнейшее изменение солевого состава первичного ювенильного раствора.

В горячих водах, выделяющихся при вулканических извержениях, содержание кремнекислоты в десятки и даже сотни раз больше, чем в морской воде. Уменьшение растворимости SiO_2 при понижении давления и температуры позволяет полагать, что первичный ювенильный раствор при выходе на поверхность был насыщен кремнеземом. Таким образом, первичный океан был насыщен и по углероду и по кремнезему. Если к этому еще добавить, что хлор, бром, йод, фтор также выделялись в виде кислот, следует прийти к выводу, что на первых порах существования океана океанские воды имели кислотную реакцию. Однако «кислая» стадия существования океана была непродолжительной (Poldervaart, 1955).

Утрата кислотных свойств океанской воды объясняется прежде всего уже упоминавшейся потерей углерода, а также связыванием сильных кислот при их взаимодействии с сильными основаниями и слабыми кислотами. Возникновение жизни и выделение в связи с этим кислорода в атмосферу обусловило смену в ней восстановительной обстановки кислородно-азотной окислительной. В результате произошли изменения миграционных форм серы, железа, азота: если до этого основной миграционной формой для серы был анион S^{-2} , то теперь стал SO_4^{-2} , для азота — N_2 и NO вместо NH_3 , для железа — Fe_3 . Железо потеряло свою подвижность, азот переместился в основном в атмосферу, а ион SO_4^{-2} стал накапливаться в морской воде. Хлоридно-

сульфидный солевой состав воды сменяется хлоридно-карбонатно-сульфатным составом, вода постепенно нейтрализуется, эволюционируя в сторону слабо щелочной реакции, за счет все большего поступления ионов щелочных и щелочноземельных металлов, главным источником которого является разрушение горных пород.

По представлениям В. Руби (Rubey, 1951) и М. Г. Валяшко, со стабилизацией состава атмосферы стабилизировались и формы миграции главных химических элементов на поверхности Земли и состав воды в океане. В кембрии, насколько можно судить по составу соленосных отложений этого периода, состав океанской воды был уже таким, каким мы его застаем в настоящее время.

ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ УРОВНЯ И ОБЪЕМА ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

Исходя из предпосылки, согласно которой вода в океане — продукт дифференциации вещества мантии, приспособившийся к поверхностным условиям, а также имея в виду, что этот процесс дифференциации продолжается в течение всей геологической истории, нельзя не прийти к выводу, что количество воды в гидросфере, в первую очередь в океане, все время увеличивается. История океана — это вместе с тем и история изменений его уровня, которые, однако, определяются изменениями не только количества воды в гидросфере, но и рельефа дна океанов, обусловливающими непостоянство емкости океанических впадин.

Исследовавший эту проблему Р. К. Клиге (1980) пришел к выводу, что для геологической истории Мирового океана характерно постоянное сокращение площади океана с одновременным его углублением (в среднем со скоростью 1 мм за тысячу лет), сопровождавшееся увеличением площади суши, что согласуется с гипотезой первичности океанов (табл. 13).

Таблица 13

Изменения основных параметров гидросферы и океана
(по Р. К. Клиге, 1980)

Время, млрд. лет	Объем океана, км ³ · 10 ⁹	Площадь океана, км ² · 10 ⁶	Глубина океана, км	Уровень океана относительно его современного уровня, км
—4,0	0,02	509	0,04	—2,49
—3,5	0,09	508	0,18	—2,40
—3,0	0,22	506	0,44	—2,25
—2,5	0,42	504	0,83	—1,97
—2,0	0,63	499	1,26	—1,50
—1,5	0,86	488	1,76	—1,00
—1,0	1,04	462	2,25	—0,62
—0,5	1,20	418	2,87	—0,32
0,0	1,34	361	3,71	0,00

Расчетам Р. К. Клиге предшествовала попытка построения модели изменений массы и средней глубины Мирового океана, предпринятая В. А. Шлейниковым (1976). Из построений этого автора также следует, что на протяжении 3 млрд. лет происходило прогрессивное увеличение глубины океана в связи с увеличением его объема и сокращением площади. По расчетам А. В. Шлейникова, около 2 млрд. лет назад средняя глубина океана стала превышать 1 км. Объем океана в то время был невелик — примерно в три раза меньше современного, из чего логично предположить, что он не играл в то время роль мощного аккумулятора тепла, как в настоящее время. Следовательно, общая сред-

няя температура поверхности Земли была значительно ниже, чем современная, чем и объясняются обширные протерозойские оледенения, следы которых сохранились в тиллитах и тиллитообразных породах протерозоя.

А. В. Шлейников считает, что, если тиллиты действительно говорят о материковом оледенении, происходившем в протерозое, то материковые ледниковые покровы того времени представляли собой совершенно уникальные образования. По существу это был океан (вернее, часть его), формировавшийся в твердой фазе, т. е. по мере поступления водяных паров за счет дегидратации мантии эти пары не только конденсировались, но и быстро превращались в лед. В дальнейшей истории такая ситуация, имевшая результатом образование «твердого» океана непосредственно из продуктов дегазации мантии, больше не повторялась.

Изменения уровня океана в четвертичное время связаны преимущественно с чередованиями эпох оледенения и потепления, т. е. с переходами воды из жидкой фазы в твердую и наоборот. Рассмотренные выше другие факторы изменений уровня океана вследствие кратковременности четвертичного периода (1—1,5 млн. лет) практически могут не приниматься во внимание. История колебаний уровня Мирового океана в плейстоцене кратко изложена в монографии К. К. Маркова и др. (1968), а также в книге Ю. А. Богданова и др. (1978).

По Северному Ледовитому океану, на основе анализа состава донных осадков устанавливаются следующие эпохи похолодания и потепления и соответственно поднятия и понижения уровня океана:

Наименование эпохи	Изменения климата	Изменения уровня	Возраст, тыс. лет
Последникова	потепление	повышение	0—10
Сартанская	похолодание	понижение	10—20
Каргинская	потепление	повышение	20—32
Зырянская	похолодание	понижение	32—65
Казанцевская	потепление	повышение	65—100
Самаровская	похолодание	понижение	>105

Более древние эпохи плейстоцена по осадкам в Северном Ледовитом океане не изучены. В северной части Тихого океана взят ряд длинных колонок грунта, которые позволяют дать почти полную хронологию событий плейстоцена. А. П. Жузе (1962) выделяет здесь 8 горизонтов осадков, соответствующих чередовавшимся эпохам похолодания и потепления. Они хорошо увязываются с данными по отложениям в приантарктических водах Мирового океана.

Колебания уровня Мирового океана, связанные то с консервацией значительных объемов воды в ледниках, то с высвобождением их в эпохи потепления, запечатлелись в следах древних береговых линий, сохранившихся как на суше, так и на дне, в пределах шельфа. По определениям К. К. Маркова, эти колебания количества воды в жидкой фазе могли дать максимальное снижение уровня до отметок не ниже —100 м и подъем его не выше +10 м. Таким образом, террасы на суше, находящиеся выше +10 м, и древние береговые линии на шельфе, находящиеся на глубинах больше 100 м (если они образовались в четвертичное время), обязаны своим гипсометрическим положением поднятиям или опусканиям земной коры. На суше в самых различных районах побережья Мирового океана хорошо сохранились две террасы,

которые, видимо, непосредственно отражают абсолютные колебания уровня. Эта терраса 10 м, соответствующая сангамонскому (мгинскому) межледниковью (65—105 тыс. лет), и терраса 4—5 м, отвечающая максимальному стоянию уровня океана в послеледниковое время, фландрской или ниццкой трансгрессии (5—5,5 тыс. лет). На шельфе наиболее надежно устанавливаются древние береговые линии, обнаруживаемые на глубинах около 100 м (возраст — 17 тыс. лет), 80 м (15 тыс. лет), 30 м (10 тыс. лет), 20 м (8 тыс. лет), 6 м (около 6 тыс. лет). Из более древних регрессивных стадий, датированных методами абсолютной хронологии, известна лишь терраса на глубине 200 м на шельфе Австралии, описанная в «Geology of continental margin» (1974).

Новейшие обобщения обширного, но крайне противоречивого и разрозненного материала об изменениях уровня и объема Мирового океана в четвертичное время по абсолютным датировкам и геоморфологическим данным выполнены П. А. Каплиным (1976), а также В. И. Мысливцом с соавторами (1976). П. А. Каплин подтверждает, что в эпохи потепления климата океан трансгрессировал и уровень его повышался до отметок, близких к современным (в пределах от нуля до +10 м), а в эпохи похолодания регрессировал. Регрессии в максимум их развития приводили к понижению уровня до отметок, близких к — 100 м неоднократно (последний раз около 20 тыс. лет назад). Близкое к современному положение уровня устанавливается совершенно надежно для 12 древних береговых линий, возраст которых составляет: I — 35—24 тыс. лет; II — 50—40; III — 60; IV — 80; V — 110—90; VI — 130—116; VII — 140; VIII — 180—160; IX — 230—210; X — 260; XI — 450—360; XII — 800 тыс. лет.

Все названные береговые линии синхронны эпохам потепления, которые в сумме охватывают не менее $\frac{2}{3}$ всей длительности плейстоцена;

I — паудорф, или брянский интерстадиал	климатического оптимума микулинского межледниковья
II — порт-талбот	
III — амерсфорт, или бреруп	VIII — ранняя стадия микулинского межледниковья
IV — ранневюрмский (верхневожжский) интерстадиал	IX — одинцовское межледниковье
V — позднее рисс-вюрмское (эмское, микулинское) межледниковье	X — теплая стадия во время днепровского оледенения
VI — климатический оптимум микулинского межледниковья	XI — лихвинское межледниковье
VII — более ранняя стадия	XII — предгюнцское (предваряжское) потепление

Поскольку ошибки определения возраста (как по углероду, так и по термолюминесцентному методу) достигают 15%, а то и более, приведенные хронологические корреляции имеют очень приблизительное значение. Несомненно, что и данный выше перечень береговых линий далеко не полон, особенно в интервале среднего и нижнего плейстоцена. Изменениям уровня океана в поздне- и послеледниковое время посвящена работа Д. Д. Бадюкова (1979), который проанализировал обширный материал по абсолютным датировкам, выполнил очень большой объем работ по ревизии представлений о древних береговых линиях и по выяснению роли ундуляции поверхности геоида в колеба-

ниях уровня океана. В результате Д. Д. Бадюков пришел к выводу, что в течение последних 15 тыс. лет ундуляции геоида не влияли на положение уровня Мирового океана. Однако перераспределение масс воды и льда и, как изостатическое следствие — перераспределение масс вещества в недрах Земли, имело результатом неодинаковый подъем уровня Мирового океана в ходе последледниковой трансгрессии. На континентальных побережьях (за исключением областей изостатических и тектонических опусканий) уровень океана в максимум трансгрессии (около 5 тыс. лет назад) превышал современный на несколько метров, тогда как на значительной части площади Мирового океана в южных широтах и в приэкваториальном пространстве был на отметке около нуля.

В заключение этого обзора необходимо сделать следующее замечание. Изменение объема воды в океане, по В. В. Шлейникову, уже к кембрию достигло величины 1138 млн. км³ (81% от современного объема), что соответствует и расчетам Р. К. Клиге, а в начале юры — уже 97%, т. е. практически объем воды равнялся современному. Из этого следует, что на протяжении всего фанерозоя количество воды в океане было близко к современному. Это необходимо учитывать при любых геотектонических построениях. Иначе говоря, любой автор при таких построениях должен быть озабочен тем, «куда девать воду» в количестве 1150—1400 млн. км³, т. е. как этот объем «разместить» на поверхности Земли. Приведем только один пример, чтобы показать, к чему приводит игнорирование этого требования. Согласно одной из мобилистских гипотез — гипотезе расширения Земли — современное положение материков достигнуто расширением Земли, приведшим к увеличению радиуса Земли за мезозой-кайнозой вдвое. Но, чтобы разместить гидросферу на земном шаре, имеющем радиус в 2 раза меньший, чем современный, приходится допустить, что вся Земля была покрыта сплошным океаном глубиной 12 км.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ ЖИЗНИ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

История океана неразрывно связана с историей происхождения и развития жизни на Земле. Согласно мнению наиболее авторитетных исследователей, жизнь зародилась в прибрежной зоне океана, где существовали все благоприятные условия для образования первичных биогенных органических соединений и последующего возникновения примитивных простейших организмов (Бернал, 1965; Опарин, 1965).

По представлениям А. И. Опарина, основным источником образования абиогенных органических соединений были графит и карбиды, содержащиеся в составе вещества Земли и, в частности, в составе пород, из которых формировалась земная кора. При взаимодействии карбидов с водой происходит их гидратация, возникают различные гидраты окисей металлов и параллельно углеводородные соединения. Обнаружение графита, простейших углеводородов и карбидов в составе метеоритов подтверждает такую точку зрения.

Возникающие таким образом поверхностно-активные вещества, как предполагает Д. Бернал, отлагались на берегу в виде тонкого слоя «тины». «По классической аналогии жизнь... подобно Афродите, родилась из пены морской. Менее поэтично, но более точно тайну ее происхождения можно приписать ветру, снимающему пену с океанической кастриули и осаждающему ее на берегах».

Воздействие солнечного тепла, ультрафиолетового облучения, сложных химических процессов, протекающих на поверхности океана в зоне непосредственного контакта с литосферой — в береговой зоне, — имело результатом полимеризацию возникших абиогенным путем органических веществ. В результате полимеризации молекулы стали объединяться в крупные каплеобразные сгустки или скопления — коацерваты. Находясь в морской воде, т. е. в растворе разнообразных веществ, которые могли проникать в каплю коацервата и взаимодействовать с образующими ее веществами, эта капля неизбежно приобретала черты открытой системы. Это свойство явилось исходной предпосылкой для дальнейшей эволюции органической материи. Вместе с тем важнейшим свойством коацерватов являлось и то, что, раз возникнув, они сохраняли свою индивидуальность и не растворялись. Их устойчивость обеспечивалась прочными межмолекулярными связями, возникающими в результате полимеризации.

Таким образом, уже на этой стадии возник метаболизм (обмен веществ) — необходимое условие для роста, деления и дальнейшей эволюции образующихся коацерватов и их постепенного превращения в клетки, первоначально в одноклеточные организмы. Этот процесс зарождения жизни во времени, по Дж. Берналу, почти совпадает со временем образования земной коры и первых осадочных пород, отстоящим от нас, вероятно, на 3,5—4,0 млрд. лет.

Следующий важнейший этап развития жизни в океане — это возникновение разделения примитивных организмов, еще одноклеточных, на продуцентов, способных непосредственно усваивать солнечную энергию и преобразовывать ее в органическое вещество, и на консументов, для которых организмы первой группы становятся основным источником дальнейшего воспроизводства органического вещества биогенным путем, тогда как абиогенный способ отступает на задний план. Это имело следствием огромный количественный рост органического вещества, возникновение в ходе приспособляемости поразительного разнообразия живых существ и все возрастающую роль этого нового фактора в жизни Земли на развитие ее поверхностных оболочек: атмосферы, которая становится резервуаром для огромных масс свободного кислорода, выделяющегося в ходе фотосинтеза; гидросферы, где под воздействием организмов и обмена веществами с атмосферой происходит перестройка ее солевого состава, и поверхностного слоя литосферы, особенно после того как возникли условия для распространения жизни не только в море, но и на поверхности суши.

Л. А. Зенкевич особо отмечает, что уже в докембрии сформировались все высшие таксоны органического мира — все существующие в настоящее время типы и, возможно, большинство классов организмов. По данным А. А. Шевырева (1967), установлено существование в докембрии кишечнополостных и высших червей, губок, первичнотрахеальных, погонофор. В венде (самый поздний протерозой) встречены гидроидные восьмилучевые кораллы, кольчатые черви, членистоногие, погонофоры, иглокожие, первичнотрахеальные. Но невозможно себе представить, например, образование первичнотрахеальных, плеченогих и мшанок без низших червей, а кишечнополостных — без простейших. Все типы животных уже были в докембрии — таков вывод Л. А. Зенкевича, основывающийся таким образом, на представлении о едином филогенетическом «древо жизни». Любой последующий таксон биологической систематики не мог возникнуть сам по себе, независимо от предшествующих стадий филогенеза.

За время фанерозоя (палеозой — мезозой — кайнозой) не образовалось ни одного нового типа животных и, по-видимому, лишь небольшое число новых классов, но очень много отрядов и, разумеется, более мелких таксонов. Это со всей очевидностью указывает, во-первых, на необходимость очень длительного времени для формирования типа организмов. Продолжительность фанерозоя (около 500 млн. лет) недостаточна для того, чтобы за это время могли образоваться такие крупные таксоны, как типы и даже классы. Во-вторых, уже к началу кембрия жизнь на Земле по своему разнообразию форм и количественным показателям была близка к современной.

Конечно, этот вывод касается наиболее крупных черт органического мира. Эволюция, которую испытала жизнь в течение фанерозоя, в основе действовала на значительно более низком уровне систематических подразделений.

Основные типы растений (вероятно, кроме цветковых) также уже существовали в рифейское время. По Б. С. Соколову (1969), растительность на Земле появилась 3,5 млрд. лет назад. Около 600 млн. лет назад содержание кислорода в атмосфере, которое в основном связано с деятельностью растений, достигло 1% от современного. В ордовике (500—440 млн. лет назад) содержание кислорода уже достигло 10% и возник озоновый экран, что «открыло безграничные возможности перед эволюцией наземной жизни» (Соколов, 1969).

Краткое рассмотрение общих черт развития атмосферы, гидросферы, биосферы приводит нас к выводу, что газовый состав атмосферы, солевой состав океанских вод, общая картина структуры жизни в океане в основе уже сложились к началу фанерозоя, объем вод в океане, средняя глубина Мирового океана уже в кембрии были близки к современным. Этот вывод заставляет скептически относиться ко всякого рода построениям, в которых фигурируют кардинальные изменения структуры земной коры в новейшее (мезозойско-кайнозойское) время в области Мирового океана, крупнейшие изменения рельефа его дна и постулируется образование целых отдельных океанов за геологически мгновенные отрезки времени. Гипотезы дрейфа материков, базификации, расширения Земли, спрединга — звучат как резкий диссонанс по отношению к приведенным выше фактам и выводам. Логичнее было бы предполагать, что и основные особенности структуры земной коры, в частности разделение ее на океаническую и материковую, сложились к началу фанерозоя, и последующие изменения характеризовали главным образом переходные зоны между океанами и материками и, вероятно, рифтовые зоны, о развитии которых в прошлом в пределах Мирового океана, однако, мало что известно.

Для оценки взглядов и построений по вопросу об истории океана очень важным является замечание Л. А. Зенкевича о биогеоценотической структуре жизни, поскольку понятие биогеоценоза охватывает весь комплекс природных условий, включая и характеристику геологических и геоморфологических условий обитания. Эту главу и всю книгу в целом уместно закончить следующими словами этого крупнейшего океанолога современности: «За время существования морской фауны она была свидетелем, спутником и участником всех изменений, происходивших в океане. Ни один вопрос, связанный с историей океана, не должен решаться без учета показаний этого свидетеля, в чем часто повинны геологи и геофизики».

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А. С., Рябой В. С. Новая модель строения верхней мантии Земли.— «Природа», 1976, № 7.
- Антонов В. С. Природа движения вод и льдов Северного Ледовитого океана.— «Труды Ин-та Арктики и Антарктики», 1968, т. 285.
- Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса Мира. М., Изд-во Моск. ун-та, 1965.
- Атлантический океан. М., «Мысль», 1977.
- Атлас океанов. Изд. ГУГК, 1974, 1976.
- Ахметьев М. А. Таинственный остров Лорд-Хау.— «Природа», 1972, № 3.
- Бадюков Д. Д. Изменения уровня океана в поздне- и послеледниковое время. Автореф. канд. дис. М., 1979.
- Базилевич Н. И., Родин Л. Е., Розов Н. Н. Сколько весит живое вещество планеты? — «Природа», 1971, № 1.
- Баранов Е. И. Основные черты динамики вод системы Гольфстрима.— В кн.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., «Наука», 1971.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— «Труды Ин-та океанологии», 1960, т. 32.
- Белоусов В. В. Взаимоотношения между корой и верхней мантией.— В кн.: Кора и мантия Земли. М., «Мир», 1972.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Беляев Г. М. Донная фауна наибольших глубин океана. М., «Наука», 1966.
- Беляевский М. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.
- Бениоф Х. Движения по крупным разломам.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Бернал Дж. Происхождение жизни в прибрежной зоне океана.— В кн.: Океанография. М., «Прогресс», 1965.
- Блютген И. География климата, т. 1. М., «Прогресс», 1972.
- Богданов Д. В. География Мирового океана. М., «Наука», 1978.
- Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д. Происхождение и развитие океана. М., «Мысль», 1978.
- Богоров В. Г. Жизнь океана. М., «Знание», 1969.
- Бондарев Л. Г. Вечное движение. М., «Наука», 1974.
- Бронгулеев В. В. Некоторые особенности эндогенных процессов и образование возрожденных гор. Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Бубнов В. А. Районирование северной части Атлантического океана по особенностям происхождения и строения слоя кислородного минимума.— В кн.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., «Наука», 1971.
- Бурков В. А. Циркуляция вод. — В кн.: Гидрология Тихого океана. М., «Наука», 1968.
- Бурков В. А., Кошляков М. Н., Степанов В. Н. Общие сведения о Мировом океане.— «Океанология. Гидрофизика океана», т. 1. М., «Наука», 1978.
- Валяшко М. Г. Эволюция химического состава воды океана.— «История Мирового океана». М., «Наука», 1971.
- Венк Э. Минеральные ресурсы океана.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.
- Вилли К. Биология. М., ИЛ, 1952.
- Вильсон Дж. Геофизика и рост континентов.— «Природа», 1959, № 8.
- Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
- Влодавец О. Н. Вулканическая деятельность на Земле в историческое время.— В кн.: Современный вулканизм, т. 1. М., «Наука», 1976.
- Волокитина Л. П. Некоторые черты рельефа подводной окраины Антарктиды.— «Океанология», 1975, т. 15, № 3.

- Воронов А. Г. Биogeография. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963.
- Гайнанов А. Р., Корякин Е. Д. Геофизические исследования строения земной коры в Атлантическом океане. М., «Недра», 1967.
- Гаккель Я. Я., Дибнер В. Д., Литвин В. М. Основные черты эндогенной геоморфологии и тектоники Атлантико-Арктической провинции Северного Ледовитого океана.—«Труды Ин-та Арктики и Антарктики», 1968, т. 285.
- Гершанович Д. Е. Основные черты геоморфологии дна Берингова моря и залива Аляска.—«Проблемы Арктики и Антарктики», 1969, вып. 31.
- Гершанович Д. Е. Некоторые особенности геологии дна Тихого океана.—«Труды ВНИРО», 1980, т. 140.
- Гершанович Д. Е., Дмитриенко А. Н. Новые данные о геоморфологии моря Скотия.—«Геоморфология», 1972, № 3.
- Городницкий А. М. и др. Структура аномального магнитного поля и тепловой поток в районе впадины Хесса и их связь с тектоническим развитием Галапагосского рифта.— В кн.: Строение литосферных плит. М., 1979.
- Горшков Г. С. Явления вулканизма и верхняя мантия.— В кн.: Труды геохимической конференции к 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского, т. 2. М., «Наука», 1964.
- Грановский С. И. Влияние нефтяного загрязнения на прибрежный зообентос Апшеронского и Бакинского архипелагов Каспия.— В кн.: Океанографические аспекты самоочищения моря от загрязнения. Киев, 1970.
- Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в центральной части Полярного бассейна.—«Труды конференции по проблемам взаимодействия атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана. 1961, № 3—4.
- Гурьева З. Н., Петров К. М., Шарков В. В. Аэрометоды геолого-геоморфологических исследований внутреннего шельфа и берегов морей. Л., «Недра», 1976.
- Деменицкая Р. Н. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Дибнер В. Д. и др. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана.— «Труды НИИГА», 1965, т. 143.
- Дмитриенко А. И. Геоморфология моря Скотия. Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Дуванин А. И. Волновые движения в море. Л., Гидрометеониздат, 1968.
- Ельников И. Н., Лунарский Г. Н. Сейсмические исследования в районах впадины Романш и Гвинейского залива в 1-м рейсе «Академик Курчатов». — «Океанология», 1970, т. 10, № 5.
- Живаго А. В. Проблемы геоморфологии Южного океана. М., изд. Ин-та геогр. АН СССР, 1971.
- Живаго А. В. Морфоструктура дна юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М., «Наука», 1979.
- Зезина О. Н. Биogeография батналы океана по данным распространения современных брахиопод.— «Международный географический конгресс», т. 76. М., «Наука», 1976.
- Зенкевич Л. А. Фауна и флора морей СССР. М.—Л., Учпедгиз, 1951.
- Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., «Наука», 1963.
- Зенкевич Л. А. Общая характеристика биогеоценозов океанов и сравнение их с биогеоценозами суши.— В кн.: Биогеоценозы морей и океанов. М., «Наука», 1970.
- Зубов Н. Н., Эверлинг А. В. Моря земного шара. БСАМ, прилож. 6. М., 1940.
- Игнатьев Г. М. Тропические острова Тихого океана. М., «Мысль», 1979.
- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М., «Наука», 1976.
- Индийский океан. М., «Мысль», 1975.
- Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. М., Гидрометеониздат, 1968.
- Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. М., «Наука», 1979.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана.— «Геофиз. методы разведки в Арктике», 1968, вып. 5.
- Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И. Строение земной коры в зоне разломов Элтанин по петрографическим данным.— «Океанология», 1978, т. 13, № 1.
- Киселев Ю. Г. Структурная неоднородность Северного Ледовитого океана как показатель его геологической эволюции.— В кн.: Морская геология. Л., «Недра», 1920.
- Клиге Р. К. Уровень океана в геологическом прошлом. М., «Наука», 1980.
- Кобленц-Мишке О. И., Волковинский В. В., Кабанова Ю. Г. Первичная продукция планктона Мирового океана.— В кн.: Биогеоценозы морей и океанов. М., «Наука», 1970.
- Корт В. Г. Океанические течения по современным данным.— «Океанология», 1971, т. 11, № 5.
- Космынин В. Н. Геоморфология коралловых рифов Сейшельских и некоторых других островов северо-западной части Индийского океана. Автореф. канд. дис. М., 1980.
- Красилов В. А. Палеонтология и мобилизм.— «Геотектоника», 1974, № 1.

- Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики, изд. 2-е. М., «Недра», 1977.
- Лавров В. М. Геология Срединно-Атлантического хребта. М., «Наука», 1979.
- Лавров В. М., Метальников А. П. Тектоника Канарских островов. Вопросы автоматизации исследований рельефа дна и новые данные по топографии экваториальной Атлантики. Севастополь, 1969.
- Лебедев В. Л., Айзатуллин Т. А., Хайлов К. М. Океан как динамическая система. Л., Гидрометеоздат, 1974.
- Ла Фонд Е. К. Апвеллинг.— В кн.: Океанографическая энциклопедия. Л., Гидрометеоздат, 1974.
- Леонтьев О. К. Геоморфологические типы переходных зон.— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1968, № 2.
- Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М., Изд-во Моск. ун-та, 1955.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968.
- Леонтьев О. К. О физико-географической зональности на дне Мирового океана.— В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Леонтьев О. К. Основы физической географии Мирового океана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1974.
- Леонтьев О. К. Об одной особенности распределения значений теплового потока в океанах (в связи с проблемой «разрастания океанического дна»).— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1975, № 1.
- Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Калинина Л. И. Батиграфическая кривая и размеры планетарных морфоструктур Мирового океана.— «Геоморфология», 1974, т. 4.
- Леонтьев О. К., Никифоров Л. Г., Сафьянов Г. А. Геоморфология морских берегов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.
- Леонтьев О. К., Белодедов М. В. Площади распространения различных типов морских осадков.— «Современные проблемы морской геологии», 1980, т. 2.
- Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. Общая геоморфология. М., «Высшая школа», 1979.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974.
- Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., «Недра», 1920.
- Лонгинов В. В. Очерки литодинамики океана. М., «Наука», 1973.
- Лучицкий И. В. О кислых магматических породах океанов.— «Геотектоника», 1973, № 5.
- Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. 10, вып. 1—2.
- Лымарев В. И. Основные проблемы физической географии океана. М., «Мысль», 1978.
- Максимова С. В. Гипотеза перемещения материков и зоогеография.— «Природа», 1958, № 5.
- Малкус Ж. Крупномасштабное взаимодействие.— В кн.: Море. Л., Гидрометеоздат, 1965.
- Марков К. К. и др. География Антарктиды. М., «Мысль», 1968.
- Марков К. К. и др. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968.
- Международная программа океанского бурения. М., изд. Ин-та океанологии, 1973.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966.
- Меро Дж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.
- Михайлов О. В. Рельеф Средиземного моря.— В кн.: Основные черты геологического строения и биологии Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
- Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967.
- Муромцев А. М. Опыт районирования Мирового океана.— «Труды ГОИН», 1951, вып. 10.
- Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Холопов Б. В. Строение земной коры в Индийском океане по результатам сейсмических исследований в 36 рейсе э. с. «Витязь».— «ДАН СССР», 1969, т. 185, № 4.
- Океанология. Биология океана, т. 1, 2, 1977. Физика океана, т. 1, 2, 1978. Геофизика океана, т. 1, 2, 1979. Геология океана, 1979. М., «Наука», 1977—1979.
- Опарин А. И. Возникновение жизни в океане.— В кн.: Океанография. М., «Прогресс», 1965.
- Орленок В. В. Геоморфология дна океана. Калининград, 1976.
- Осадкообразование в Тихом океане, т. 1, 2. М., «Наука», 1970.
- Петров К. М. Ландшафтное изучение прибрежной зоны моря.— В кн.: Геолого-геоморфологическое изучение морских мелководий по материалам аэрофотосъемки. Л., «Наука», 1968.
- Пушаровский Ю. М. Проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления.— В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.

- Пушаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— «Геотектоника», 1976, т. 2.
- Радзиховская М. А., Леонтьева В. В. Структура вод и водной массы.— В кн.: Гидрология Тихого океана. М., «Наука», 1968.
- Рутилевский Г. Л. Животный мир.— В кн.: Советская Арктика. М., «Наука», 1970.
- Рябчиков А. М. Структура и динамика геосферы, ее естественное развитие и изменение человеком. М., «Мысль», 1972.
- Скопинцев Б. А. Органическое вещество в морских водах.— «Труды ГОИН», 1949, т. 10.
- Скорнякова Н. С. Марганцевые конкреции в осадках северо-восточной части Тихого океана.— «ДАН СССР», 1960, т. 130, № 3.
- Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соколов Б. С. Палеонтологические данные о древнейших представителях органического мира океана (хронология важнейших таксонов).— «Океанология», 1969, т. 9, № 5.
- Солнцев Н. А. К проблеме природно-географического районирования Мирового океана.— «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр.», 1978, № 1.
- Соловьева И. А. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана.— «Геотектоника», 1976, № 3.
- Степанов В. Н. Мировой океан. М., «Знание», 1974.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Стюарт Р. В. Атмосфера и океан.— В кн.: Океан. М., «Мир», 1971.
- Суетова И. А. География живого вещества.— «Природа», 1976, № 2.
- Тимофеев В. Т. Взаимодействие вод Северного Ледовитого океана с водами Атлантического и Тихого океанов.— «Океанология», 1963, т. 3, № 4.
- Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Уровень, берега и дно океана. М., «Наука», 1978.
- Фалеев В. И. и др. Сведения о максимальных глубинах желобов Мирового океана.— «Океанология», 1977, т. 17, № 3.
- Физико-географический атлас Мира. М., изд. ГУГК, 1964.
- Физическая география Мирового океана. Л., «Наука», 1980.
- Фролов Ю. С. Новые фундаментальные данные по морфометрии Мирового океана.— «Вестн. Ленингр. ун-та», 1971, № 6.
- Ханкинс К. Сейсмическое исследование дна Арктического океана.— В кн.: Геология Арктики. М., «Мир», 1964.
- Хромов С. П. Географическое размещение климатических фронтов.— «Изв. ВГО», 1950, № 2.
- Хрусталева Ю. П. Минеральные ресурсы океана. Ростов-на-Дону, 1975.
- Шевырев А. А. Проблема древнейших организмов. Итоги науки. Стратиграфия, палеонтология. ВИНТИ, М., 1967.
- Шепард Ф. Земля под морем. М., «Мир», 1964.
- Шлейников В. А. Временная эволюция основных морфометрических характеристик Мирового океана. Проблемы палеогеографии. М., «Наука», 1976.
- Штилле Г. Избранные труды. М., «Мир», 1964.
- Шулейкин В. В. Физика моря. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Щербакова М. Н. Особенности строения верхней части осадочного чехла океанов по данным глубоководного бурения.— В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 5. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975.

- Arrhenius G. Pelagic sediments.— «The Sea», 1963, vol. 3.
- Bentz F. P. Marine Geology of the Southern Lord Howe Rise.— «Cont. margin», 1974.
- Chevalier et al. Etude geomorphologique et bionomique de l'atoll de Mururoa (Tuamotu).— «Extrait des Cahiers du Pacifique», 1969, No. 12.
- Deason G. E. The hydrology of the Southern Ocean.— «Discovery Rep.», 1959, No. 15.
- Drake Ch., Ewing M., Sutton G. Continental margins and synclines: the East coast of North America, north of Cape Hatteras.— «Physics and Chemistry of the Earth. L.», 1959, vol. 3.
- Emery K. O. The Sea off southern California. N.—Y.—L., 1960.
- Emery K. O., Hunt J. M., Hays E. E. Summary Hot Brines and Heavy Metal deposits in the Red Sea. N.—Y., 1969.
- Emery K. O., Uchupuy E. Western North—Atlantic ocean. Tulsa, Okl. U. S. A, 1972.
- Fairbridge R. Eustatic changes in sea level. N.—Y., 1961.
- Fuglister F. C. Gulf Stream 60.— «Progress in oceanography», 1963, vol. 1.

- Fuglister F. C. Cyclonic rings formed by the Gulf Stream 1965—1966.—«Studies in physical oceanography», 1972, vol. 1.
- Geology of the continental margin. L.—N.—Y., 1974.
- Heezen B. C., Hollister Ch. D. The face of the Deep. Oxf. Univ. Press, 1971.
- Heezen B. C., Johnson G. L. Mediterranean undercurrent and microphysiography west off Gibraltar.—«Bull. Inst. Oc. Monaco», 1969, vol. 67, No. 1382.
- Heezen B. C., Tharp M., Ewing M. The floor of the oceans. The North Atlantic.—«Geol. Soc. Am. Spec.», 1959, paper 65, No. 4.
- Heezen B. C., Tharp M. Arctic ocean floor (the map).—«National Geogr. Magazine», 1971.
- Hess H. H. Serpentes: orogeny and epirogeny.—«Geol. Soc. Am. spec.» 1955, No. 62.
- Hill M. L. The San Andreas system, Calif. and Mexico.—«The World Rift System», Ottawa, 1967.
- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. V. V. I—XLVIII, 1970—1979.
- Langseth M. G., von Herzen R. P. Heat flow through the floor of the World Oceans.—«The Sea», 1970, vol. 4.
- Le Pichon X., Eittrem S., Ludwig W. Sediment transport and distribution in the Argentine Basin.—«Physics and Chemistry of the Earth», 1971, vol. 8.
- Linden W. Structural relationships in the Tasman Sea and southwest Pacific ocean.—«N.—Zealand. Journ. of geol. and geoph.», 1967, vol. 10, No. 5.
- Livingstone D. A. Data of geochemistry. Chemical composition of rivers and lakes. Geol. Surv. prof. paper 440-g, 1963.
- Mc Intyre F. Why the sea is salt.—«Scient. Amer.», 1970, vol. 223, No. 5.
- Mammerickx T. et al. Topography of the South Pacific. Scripps Inst. of oceanography, U. S. A., 1975.
- Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Berlin—Heid.—N.-Y., 1974.
- Matthew W. Climate and evolution.—«Spec. Publ. of the N.-Y. Acad. Sci.», 1939, vol. 1.
- Melson W. G., Hart S. R., Thompson G. St-Pouls rocks, equatorial Atlantic. Petrogenesis, radiometric ages and implications on sea floor spreading.—«Geol. Soc. Amer.», 1972, vol. 132.
- Mero J. The mineral resources of the Sea. Amst. L.—N.-Y., 1965.
- Oliver J., Ewing M., Press F. Crustal structure of the Arctic regions from the Lg-phase.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1955, vol. 66, No. 9.
- Pelletier B. R. Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements.—In: «Continental Drift», Toronto, 1966.
- Raitt R. W. The crustal rocks.—«The Sea», 1963, vol. 3.
- Ross D. A. Introduction to oceanography. N.-Y., 1970.
- Rubey W. W. Geological history of sea water.—«Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1951, vol. 62, No. 1.
- Sclater G., Klitgord K. D. A detailed heat flow, topographic and magnetic survey across the Galapagos spreading center at 36°W.—«Journ. Geophys. Res.», 1973, vol. 78, No. 29.
- Shepard F. Submarine geology. N.-Y.—L., 1963.
- Shepard F., Dill R. Submarine canyons and other sea valleys. Chicago, 1966.
- Standard J. Islands and seamounts in the east of Australia.—«Austr. Natural History», 1963, No. 12.
- Stoddart D. R. Climatic variability. Seabirds and guano in the Central Pacific: a model for the Pleistocene? International Geography. 1976, No 75, vol. 3.
- Submarine canyons and deep-sea fans.—«Banchmark papers of geol.», 1976, vol. 24.
- Vine F. G., Matthews D. H. Magnetic anomalies over ocean ridges.—«Nature», 1963, vol. 199, No. 4897.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА	5
Общие черты рельефа дна Мирового океана	6
Основные особенности строения земной коры под морями и океанами	14
Планетарные морфоструктуры дна Мирового океана	17
Краткая характеристика основных геофизических полей в пределах дна океана	19
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ФОРМИРУЮЩИЕ ДНО МИРОВОГО ОКЕАНА	21
Общая характеристика эндогенных процессов	22
Основные сведения о сейсмичности и вулканизме в Мировом океане	25
Краткий обзор экзогенных процессов	28
Глава 3. ВОДЫ МИРОВОГО ОКЕАНА	35
Солевой состав и некоторые физические свойства морской воды	35
Некоторые основные особенности климата Мирового океана	37
Водный баланс Мирового океана	39
Термика вод Мирового океана	40
Поверхностные постоянные течения Мирового океана	42
Волны, приливы и отливы в Мировом океане	46
Вертикальная циркуляция вод Мирового океана	48
Понятие о водных массах	51
Внутренние волны	53
Глава 4. ЖИЗНЬ В ОКЕАНЕ	54
Основные компоненты биосферы в Мировом океане	54
Распространение жизни в океане	58
Воздействие организмов на химизм и геологические процессы в Мировом океане	61
Биогеоценозы Мирового океана	63
Биогеографические области Мирового океана	64
Коралловые рифы как один из примеров морских биоценозов	66
Глава 5. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА	71
Поступление осадочного материала	71
Типы морских отложений	72
Скорость осадконакопления в океане	78
Мощность и внутреннее строение осадочного покрова	79
Глава 6. ТИХИЙ ОКЕАН	81
Важнейшие черты рельефа и геологического строения дна	81
Донные отложения	88
Климат и воды	89
Некоторые черты органического мира	94
Глава 7. ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН	96
Важнейшие черты рельефа и геологического строения дна	96
Донные отложения	104

	Климат и воды	104
	Некоторые черты органического мира	108
Глава 8.	АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН	110
	Главные черты рельефа и геологического строения дна	111
	Донные отложения	124
	Климат и воды	125
	Некоторые черты органического мира	131
Глава 9.	СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН	134
	Важнейшие черты рельефа и геологического строения дна	134
	Донные отложения	139
	Климат и воды	140
	Некоторые особенности органического мира	142
Глава 10.	ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ, ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ, О ЛАНДШАФТАХ В МИРОВОМ ОКЕАНЕ	144
	Физико-географические зоны на поверхности океана	144
	О физико-географической зональности природы океанических островов	150
	О физико-географической зональности на дне Мирового океана	152
	О вертикальной и циркумконтинентальной зональности на дне океана	155
	О провинциальных различиях физико-географических условий на поверхности Мирового океана и его физико-географическом районировании	157
	О проблеме ландшафтов Мирового океана	159
Глава 11.	ОБЩИЕ АСПЕКТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА С ДРУГИМИ ВНЕШНИМИ ОБОЛОЧКАМИ ЗЕМЛИ. ОКЕАН И ЧЕЛОВЕК	163
	Взаимодействие океана и атмосферы	163
	Взаимодействие океана и литосферы	166
	Взаимодействие океана и биосферы. Океан, как саморегулируемая система	167
	Океан и человек	169
Глава 12.	О ПРОИСХОЖДЕНИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА	175
	Проблема происхождения и эволюции земной коры и рельефа дна	175
	Проблема происхождения и эволюции вод океана	186
	Об изменении уровня и объема вод Мирового океана	188
	О происхождении и эволюции жизни в Мировом океане	191
	Литература	194

Леонтьев Олег Константинович

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Заведующая редакцией И. И. Шехура. Редактор С. А. Останина. Художественный редактор Б. С. Вехтер. Переплет художника Р. Х. Абрамова. Технический редактор К. С. Чистякова. Корректоры Л. А. Айдарбекова, О. В. Бирзина

Тематический план 1982 г. № 180

ИБ № 1450

Сдано в набор 12.02.82 Подписано к печати 24.05.82 Л-110090 Формат 70×100¹/₁₆

Бумага тип. № 2 Гарнитура литературная Высокая печать Усл. печ. л. 16,25

Уч.-изд. л. 16,19 Зак. 341 Тираж 4960 экз. Цена 70 коп. Изд. № 1868

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета. 103009, Москва,

ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена «Знак Почета» издательства МГУ. Москва, Ленинские горы.

70к.

5550