

Селиверстов Н.И.

**ВВЕДЕНИЕ В ГЕОЛОГИЮ
ОКЕАНОВ И МОРЕЙ**

Петропавловск-Камчатский
2016 г.

Селиверстов Н.И. Введение в геологию океанов и морей. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2016. 170 с.

В книге кратко изложена история развития геологии океанов и морей как самостоятельного научного направления, рассмотрены технические средства и методы изучения дна океана, современные представления о внутреннем строении Земли, ее реологических свойствах, процессах изостазии и их влиянии на формирование рельефа земной поверхности. В краткой форме изложена последовательность глобальных событий в геологической истории Земли и эволюции органического мира. Рассмотрены физико-химические свойства и динамика океаносферы, геологические процессы в береговой зоне океанов и морей, основные морфоструктуры дна океана, условия обитания и виды морских организмов, имеющих геологическое значение. Представлены основные сведения о процессах накопления терригенных, органогенных, хемогенных, полигенных и вулканогенных осадков. Рассмотрены процессы превращения осадков в осадочные горные породы. Изложены современные представления о тектонике дна океана в концепции тектоники литосферных плит.

Содержание книги соответствует курсу лекций по дисциплине «Геология океанов и морей», читаемого студентам геологических специальностей базовой Кафедры географии, геологии и геофизики Камчатского государственного университета при Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Книга может представлять интерес для студентов и аспирантов геологических специальностей других вузов, а также для специалистов различных направлений в области наук о Земле.

Ил. 152. Табл. 7. Библ. 59 назв.

Электронный ресурс Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

СОДЕРЖАНИЕ

	<i>стр.</i>
ВВЕДЕНИЕ	5-6
Глава 1. КРАТКАЯ ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА	7-16
1.1. Первопроходцы в исследовании дна океана	7
1.2. Исследования первой половины XX века	9
1.3. Исследования второй половины XX века	12
Глава 2, МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДНА ОКЕАНА	17-44
2.1. Геофизические методы	17
2.2. Геологические методы	36
Глава 3. ОКЕАНЫ И КОНТИНЕНТЫ	45-56
3.1. Размеры и форма Земли	45
3.2. Внутреннее строение Земли	47
3.3. Реологическая модель Земли	50
3.4. Изостазия и рельеф земной поверхности	52
3.5. Океанская литосфера	53
Глава 4. ГЛОБАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА	57-72
4.1. Катархей	57
4.2. Архей	58
4.3. Протерозой	59
4.4. Фанерозой	61
Глава 5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ДИНАМИКА ВОД ОКЕАНА	73-92
5.1. Химический состав вод океана	73
5.2. Физические свойства и структура океаносферы	77
5.3. Поверхностные и глубинные течения	80
5.4. Волновые движения океаносферы	84
5.5. Глобальные изменения уровня океана	88
Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ	93-98
6.1. Волновая абразия берегов	93
6.2. Профиль равновесия	93
6.3. Вдольбереговые и разрывные течения	94
6.4. Аккумулятивные образования береговой зоны, эстуарии и лагуны	95
Глава 7. МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА ОКЕАНА	99-112
7.1. Океанские бассейны	99
7.2. Континентальные окраины	101
7.3. Глобальная система срединно-океанских хребтов	108
7.4. Океанские котловины	110

	<i>стр.</i>
Глава 8. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ОКЕАНА	113-124
8.1. Зоны обитания морских организмов	113
8.2. Основные виды морского планктона	116
8.3. Некоторые виды бентосных морских организмов	120
8.4. Нектонные виды морских организмов	124
Глава 9. ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ	125-150
9.1. Терригенные осадки	126
9.2. Органогенные осадки	136
9.3. Хемогенные осадки	142
9.4. Полигенные осадки	145
9.5. Вулканогенные осадки	146
9.6. Превращение осадков в горную породу	146
Глава 10. ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНА	151-168
10.1. Структура океанской земной коры	151
10.2. Литосферные плиты	152
10.3. Границы литосферных плит	154
10.4. Сейсмичность на границах литосферных плит	158
10.5. Кинематика и механизмы движения литосферных плит	161
10.6. Магматизм на границах и внутри литосферных плит	163
ЛИТЕРАТУРА	169-170

ВВЕДЕНИЕ

В книге кратко изложены основные разделы геологии океанов и морей, необходимые для дальнейшей работы с научной литературой по данному направлению. Её содержание основано на курсе лекций, которые автор читал студентам геологических специальностей базовой кафедры Камчатского государственного университета при Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН на протяжении последних 15 лет.

При подготовке курса лекций и данной книги автор стремился использовать наиболее достоверные сведения и современные данные, содержащиеся в различных источниках (научных и учебных изданиях), в том числе в электронных ресурсах сети Интернет. Использованы также некоторые материалы и результаты, полученные автором в морских экспедициях Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, а также материалы, собранные при посещениях Палеонтологического музея РАН, Музея землеведения МГУ и других организаций.

Книга состоит из 10 глав. Первая глава содержит краткий исторический обзор становления геологии океанов и морей как самостоятельного научного направления, охватывающий период с 20-х годов XIX века по 80-е годы прошлого века. Этот раздел не претендует на полноту обзора событий, сопутствующих становлению геологии океанов и морей, но, по мнению автора, отражает наиболее значимые вехи в истории изучения геологического строения дна океана.

Вторая глава посвящена современным методам изучения дна океана. Она содержит два раздела: по геофизическим и геологическим методам. В первом разделе приведены достаточно подробные сведения об аппаратуре и методике проведения морских геофизических исследований, которые применялись с середины прошлого века и применяются до настоящего времени. В этом разделе представлены сведения по аппаратуре и методике эхолотного промера, сейсмического профилирования методом отраженных волн, сейсмических исследований на преломленных волнах, гравиметрических, магнитометрических и геотермических исследований, исследований рельефа дна и гравитационного поля методами спутниковой альтиметрии. Второй раздел главы содержит сведения о технических средствах и метода геологического опробования дна океана. В этом разделе рассмотрены простейшие средства и методы геологического опробования, широко применявшиеся при геологических исследованиях дна океана в прошлом веке и применяющиеся до настоящего времени, а также пришедшие им на смену наиболее совершенные методы, включающие глубоководное бурение и исследования с применением подводных обитаемых аппаратов.

Третья глава «Океаны и континенты» содержит основные сведения, необходимые для понимания сущности геодинамических процессов, происходящих на дне океана. В ней изложены современные представления о размерах и форме Земли, ее внутреннем строении и реологических свойствах, процессах изостазии и их влиянии на формирование рельефа земной поверхности, процессах формирования и свойствах океанской литосферы. Представлены также теоретические выводы о зависимости глубины океана, мощности литосферы и теплового потока от возраста океанской литосферы.

В четвертой главе в краткой форме рассмотрена последовательность глобальных событий в геологической истории Земли и эволюции органического мира с их привязкой к Международной шкале геологического времени.

Пятая глава посвящена физико-химическим свойствам и динамике вод океана. Рассмотрены вопросы формирования солевого состава и газового режима вод океана, физические свойства океанских вод на различных глубинах, их сезонная и широтная зависимости, механизмы формирования поверхностных и глубинных течений. Изложены существующие представления о волновых движениях в океане (ветровые волны, волны цунами, приливно-отливные движения вод, внутренние волны, штормовые нагоны). Отдельный раздел посвящен глобальным изменениям уровня океана в геологической истории Земли. Более подробно рассмотрены глобальные гляциоэвстатические колебания четвертичного времени, их причины и геологические следствия.

В шестой главе кратко рассмотрены геологические процессы в береговой зоне: волновая абразия берегов, формирование профиля равновесия, вдольбереговых и разрывных течений, аккумулятивных образований береговой зоны, эстуариев и лагун, барьерных островов и баров.

Седьмая глава посвящена основным морфоструктурам дна океана. Представлены данные об основных параметрах океанских бассейнов и их топографических провинций: активных и пассивных континентальных окраин, срединно-океанских хребтов и океанских котловин.

В восьмой главе рассмотрены условия обитания и основные представители органического мира океана, имеющие геологическое значение. Среди планктонных форм морских организмов рассмотрены диатомовые, фораминиферы, радиолярии, птероподы, кокколитофориды, селикофлагелляты; среди бентосных форм – кораллы, бентосные фораминиферы и остракоды.

Вопросам осадкообразования в океанах и морях посвящена девятая глава. В ней представлены основные сведения о процессах осадконакопления терригенных, органогенных, хемогенных, полигенных и вулканогенных осадков. Рассмотрены процессы превращения осадков в осадочные породы.

Тектоника дна океана в концепции тектоники литосферных плит кратко изложена в последней, десятой главе. В ней представлены сведения о структуре и свойствах океанской земной коры, рассмотрены кинематика и механизмы движения литосферных плит, типы границ между ними, сейсмичность и магматизм на границах и внутри литосферных плит.

Автор надеется, что данная книга окажется полезной при изучении дисциплины «Геология океанов и морей» студентами и аспирантами геологических специальностей вузов, а также будет интересна специалистам в различных направлениях наук о Земле.

Отзывы и замечания по данной работе просьба направлять по электронному адресу:

nis011@rambler.ru

Глава 1. КРАТКАЯ ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Геология океанов и морей (или морская геология) – раздел геологии, изучающий строение, состав и геологическую историю земной коры, покрытой водами Мирового океана. В настоящее время она, как и геология суши, включает в себя обширный комплекс наук о Земле: геоморфологию, тектонику, геофизику, геохимию, литологию, петрологию, палеонтологию, стратиграфию, палеоокеанологию, учение о полезных ископаемых и др.

Геология океанов и морей сформировалась как самостоятельное научное направление во второй половине XX века. Именно в этот период результаты изучения дна океана привели к разработке и обоснованию глобальной геотектонической концепции – тектонике литосферных плит, давшей ключ к пониманию закономерностей формирования и развития не только крупнейших структур земной коры, но и Земли в целом.

Кратко рассмотрим основные этапы становления и развития этого научного направления.

1.1. Первопроходцы в исследовании дна океана

До середины XIX века о строении дна океана и даже о его глубинах не было известно практически ничего. Хотя к этому времени уже знали, что большая часть обнажающихся на суше осадочных горных пород образована в морских условиях. Существовали представления об океане как о бассейне со спокойной, извечно неизменной обстановкой непрерывного накопления сносимого с суши обломочного материала.

Первые исследования, которые можно отнести к работам по морской геологии, были выполнены во время кругосветного путешествия Чарльза Дарвина на корабле «Бигль» в 1831 – 1836 годах. Благодаря этому путешествию Чарльз Дарвин не только основал эволюционное учение, опубликовав в 1859 году свой труд «Происхождение видов путём естественного отбора», но и провел исследования на атоллах Тихого океана, дав объяснение их происхождению, которое практически не изменилось до настоящего времени.

Первые точные сведения о глубинах океанского дна были получены в 1818 г. британским исследователем Джоном Россом. В Баффиновом заливе западнее Гренландии он определил глубину 800 – 1000 м. В 1840 г. другой британский исследователь Джеймс Росс во время плавания к Антарктиде на судне «Эребус» достиг лотом дна на глубине 4425 м в одной из точек Атлантического океана, доказав тем самым значительную глубину океанских бассейнов.

В 50-е годы XIX в. начались работы по прокладке первых подводных телеграфных кабелей между Европой и Америкой. Эти работы сопровождалась измерением глубин, выполненных на судах военно-морских сил США и Великобритании. В 1854 г. Мэтью Мори, используя данные проведенного промера (180 точек глубоководных измерений), опубликовал первую в мире батиметрическую карту глубоководных областей северной части Атлантического океана.

В Тихоокеанском регионе первые достоверные сведения о глубинах были получены русским военным моряком Константином Старицким в 1866 г. на корвете «Варяг» в пределах Охотского моря и Курильской гряды.

К 60-м годам XIX в. был сформулирован целый ряд проблем, касающихся океанских глубин, и созрели условия для организации океанографических экспедиций. Одними из первых чисто океанографических экспедиций следует считать плавания шотландского натуралиста Чарльза Томсона на судах «Молния» и «Дикобраз» в 1868 – 1870 гг. у западных берегов Европы. Эти плавания позволили отработать способы и приемы глубоководных исследований и побудили Ч. Томсона организовать крупную океанографическую экспедицию по исследованию Мирового океана.

Лондонское Королевское общество согласилось субсидировать научный проект по исследованию глубоководного океана. Это была экспедиция на корвете «Челленджер», проходившая с декабря 1872 по апрель 1876 гг. под руководством Ч. Томсона.



Рис.1.1. Корвет «Челленджер» - первое океанографическое судно, совершившее экспедиционные исследования в Мировом океане в 1872 – 1876 гг.



Рис.1.2. Чарльз Томсон (1830 – 1882), научный руководитель экспедиции на «Челленджере».

Корвет «Челленджер» был военным судном и мало подходил для целей научной экспедиции. Чтобы выделить помещения для лабораторий, приборов и оборудования с корвета было снято практически все вооружение, в частности, убрали все, за исключением двух из восемнадцати, пушек, которыми был вооружен корвет. В числе оборудования были устройства для промеров глубины дна, взятия образцов донных грунтов и измерения температуры на разных глубинах; лебедки и небольшая вспомогательная паровая машина; 144 мили промерных канатов и 12.5 мили стальных проволочных промерных тросов; грузила, сети, драги, небольшая библиотека, сотни разнообразных научных приборов и спирт для консервирования добытых экземпляров организмов.

Экспедиция, самая продолжительная (3.5 года) до настоящего времени, прошла в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах почти 70000 морских миль, сделала около 500 глубоководных промеров с помощью лота, выполнила 133 драгировки и собрала разнообразные данные на 362 океанологических станциях, расположенных через каждые 200 миль.

Вскоре после возвращения на родину Ч.У. Томсон скончался. Научным руководителем стал его ближайший помощник, участник плавания Джон Меррей. На его плечи легла основная ответственность за публикацию многотомного отчета экспедиции на «Челленджере», который оставался главным источником знаний об океанском дне вплоть до 30-х гг. XX столетия. Обработка собранных материалов, продолжавшаяся 20 лет, велась силами 70 ученых различных специальностей. В итоге опубликовано 50 томов научных трудов и около 2300 карт. Джон Меррей провел обстоятельные исследования глубоководных биогенных илов. Им разработана концепция о роли планктонных организмов в формировании

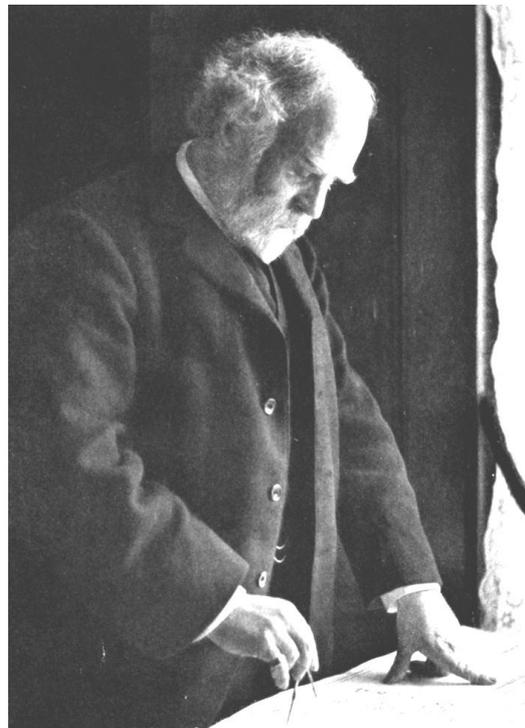


Рис.1.3. Джон Меррей (1841 – 1914) – участник экспедиции на «Челленджере», основатель морской геологии.

океанских осадков на разных глубинах. Он сумел также выделить ассоциации планктонных микроорганизмов разных широт, заложив тем самым основы биогеографии планктона в океане. Составленная Мерреем на основе материалов, собранных во всем мире, карта распространения донных осадков была лишь незначительно изменена в результате многочисленных дальнейших исследований. Благодаря своим разносторонним трудам Меррей получил общее признание как отец морской геологии. Его монография «Глубины океана», опубликованная в 1912 г., многие годы была одной из самых популярных книг по океанографии и морской геологии.

В конце XIX – начале XX веков был выполнен еще целый ряд экспедиций по изучению рельефа дна Мирового океана с применением лота, которые часто сопровождались отбором проб донного грунта. Эти исследования по-прежнему были связаны, в основном, с прокладкой подводных телеграфных кабелей по дну Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Отметим наиболее значимые из них.

В 1874 - 1976 гг. состоялась экспедиция на немецком корвете «Газелле», научные работы возглавил океанограф Георг Неймайер. Экспедицией были получены данные о глубинах во многих точках Атлантического, Тихого и Индийского океанов.

Многочисленные промеры выполнены в 1898–1899 гг. в Атлантическом океане немецкой экспедицией океанолога Карла Хуна на судне «Вальдивия». Участник плавания океанограф Герхард Шотт, используя полученные экспедицией данные и материалы предшественников, составил батиметрическую карту всего Атлантического океана.

Для изучения рельефа дна с целью осуществления проекта прокладки подводного телеграфного кабеля между Северной Америкой и Азией в 1873 – 1874 гг. состоялась экспедиция под руководством Джорджа Белкнепа на американском паровом корвете «Тускарора», снабженного глубоководным лотом. В этой экспедиции по данным 135 промеров был получен первый широтный профиль дна Тихого океана между Северной Америкой и Японией. В этой же экспедиции впервые были измерены глубины в Японском, Курило-Камчатском и Алеутском глубоководных желобах, а также в Алеутской котловине Берингова моря и в пределах Алеутской гряды.

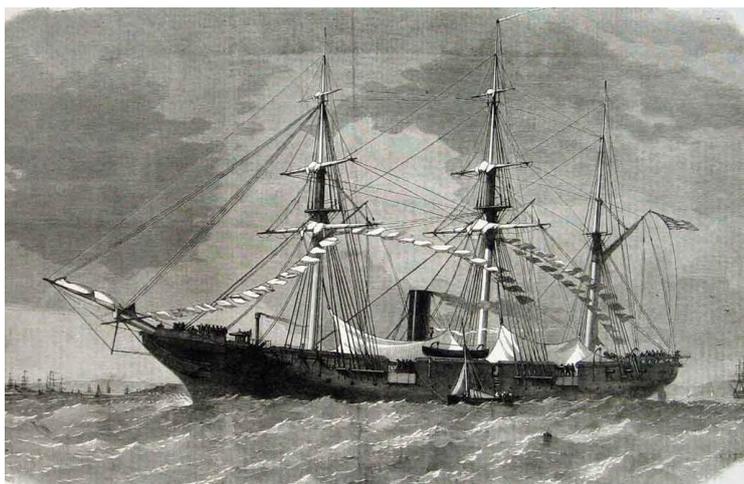


Рис.1.4. Корвет «Тускарора», с борта которого в 1874 г. был открыт Курильский желоб.

В 1883–1884 гг. итальянский корвет «Ветторе Пизани» пересек Тихий океан с промером глубин от берегов Южной Америки до о. Тайвань.

Береговая и геодезическая служба США в 1877 – 1880 и 1883 – 1886 гг. организовала ряд океанографических экспедиций в Атлантическом и Тихом океанах под руководством горного инженера Александра Агассиса. на судах «Блейк» и «Альбатрос». Агассис усовершенствовал глубоководный лот, заменив пеньковый канат на стальной трос, а для спуска и подъема приспособив соответственно фрикционную передачу и лебедку.

1.2. Исследования первой половины XX века

Океанографические работы на «Альбатросе» А. Агассис продолжил в 1904–1905 гг. в Тихом океане. Четырьмя гигантскими зигзагами он охватил с промерами экваториальную область океана до широты о. Пасхи (27° ю.ш.). Положение подавляющего большинства

самых значительных форм рельефа дна, нанесенным им, довольно хорошо согласуется с картами нашего времени.

В 1915 г. немецкий геофизик и метеоролог Альфред Вегенер опубликовал гипотезу, получившую название гипотезы дрейфа континентов. Он предположил, что континенты, разделенные в настоящее время Атлантическим и Индийским океанами, в геологическом прошлом были объединены в единый суперконтинент Пангея. Однако гипотеза Вегенера не могла объяснить механизм столь масштабных горизонтальных перемещений континентальных масс, и была отвергнута геологическим сообществом. Лишь спустя 50 лет геологи по достоинству оценили основные положения этой смелой гипотезы.

К 20-м годам XX столетия колоссальные просторы Мирового океана были охарактеризованы лишь неравномерно рассеянными одиночными промерами глубин, выполненными с помощью лота. Этот способ измерения океанских глубин был весьма трудоемок и малопроизводителен. Для отработки одной точки промера необходимо было затратить несколько часов. Поэтому имевшиеся в распоряжении океанографов материалы о глубинах океанского дна оставались весьма скудными и лишь иногда давали возможность выявить общие очертания наиболее крупных форм рельефа.

Ситуация с изучением рельефа дна Мирового океана коренным образом изменилась после изобретения в 1919 году эхолота. Заслуга создания этого гидроакустического прибора, удобного для практического применения, принадлежит немецкому инженеру А. Вэму.

В период с 1925 по 1927 гг. немецкое судно «Метеор», снабженное двумя эхолотами, в нескольких экспедициях под руководством А. Мерца, Ф. Шписа и Г. Вюста выполнило 13 субширотных пересечений Атлантического океана с промером глубин через каждые 5 км, выполнив всего более 33 тысяч измерений глубин. Впервые промер глубин сопровождался отбором проб грунта с использованием прямоточной ударной грунтовой трубки. Благодаря такому систематическому исследованию

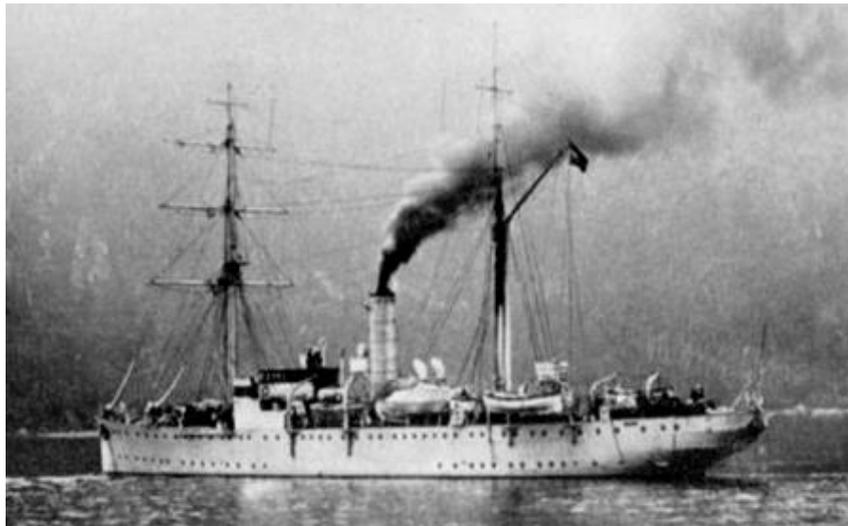


Рис. 1.5. Немецкое экспедиционное судно «Метеор» - первое судно, на котором были использованы эхолот и прямоточная ударная грунтовая трубка.

удалось составить ряд батиметрических карт и получить достаточно достоверное представление о морфологии дна, в частности о Срединно-Атлантическом хребте. Вопреки прежним взглядам об относительной простоте подводных форм рельефа, оказалось, что они имеют очень извилистые контуры и расчлененную поверхность. Ф. Шпис впервые описал Срединно-Атлантический хребет как единое гигантское горное сооружение, простирающееся по всей длине океана. Результаты плавания изложены в 16 томах научных трудов, не потерявших значения и в наши дни.

Систематические эхолотные промеры вдоль атлантических берегов США, предпринятые в конце 20-х гг. на разных судах, а затем в 30-х гг. XX в. на океанографической парусно-моторной шхуне «Атлантик», привели к открытию многочисленных подводных каньонов, рассекающих материковый склон на глубину 2–2,5 тыс. м.

В 1932 г. Британский научно-исследовательский пароход «Дискавери-II» под командой У. Кэри, проделал семь огромных зигзагов с постоянным эхолотным промером глубин в южной части Тихого океана от 42° ю.ш. до Южного полярного круга. В этой части океана У. Кэри выявил и изучил ряд крупных структур, в том числе Южно-Тихоокеанское поднятие.

В 1938 г. немецкое исследовательское судно «Алтаир», проводя изучение акватории Азорских о-вов, обнаружило первые подводные горы. Кроме того, в осевой части Срединно-Атлантического хребта была впервые обнаружена глубокая узкая щель, позднее получившая название рифтовой долины.

В начале XX века в практику океанографических исследований начинают внедряться геофизические методы, в том числе методы изучения магнитного поля Земли. Первые измерения элементов земного магнетизма в море были осуществлены институтом Карнеги (США) с 1905 по 1929 г. на деревянной бригантине «Галилей» и немагнитной яхте «Карнеги». Магнитные наблюдения проводились в отдельных точках со средним расстоянием между ними около 200 км по маршруту плавания. Измерялись склонение, наклонение и горизонтальная составляющая магнитного поля Земли в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. К 1929 г. общее количество пунктов наблюдения по всем элементам достигло около 7 500. Из других методов отметим измерения силы тяжести маятниковыми гравиметрами с подводной лодки, осуществленные в 1923 – 1932 гг. голландским ученым Ф. Венинг-Мейнесом, а также первые попытки фотографирования морского дна, сделанные М. Юингом в 1940 г.

Большой объем промерных данных в Мировом океане был получен военно-морским флотом США во время Второй мировой войны. В это время на военном транспорте «Кейп-Джонсон» штурманом, а затем и капитаном служил геолог и геофизик Гарри Хесс. Корабль был снабжен эхолотом-самописцем, и Г. Хесс, в отличие от остальных, не выключал его, согласно инструкциям, над глубоководными районами Тихого океана. Такое «упущение» позволило ему открыть более сотни плосковершинных гор, названных им гайотами, и сделать верный вывод об их происхождении. Он также обнаружил ряд крупных линейных подводных структур, связанных с трансформными разломами океанского дна. Позднее, в 1960 г., Г. Хессом были разработаны основные положения тектоники литосферных плит, названные им «геопозитическим эссе».



Рис.1.6. Гарри Хесс (1906-1969) во время Второй мировой войны на военном транспорте «Кейп-Джонсон».

Вторая мировая война оказала большое влияние на развитие океанологии и морской геологии как ее отрасли. В связи с противолодочной обороной расширились исследования по распространению звука в воде и морских осадках, что способствовало разработке сейсмических методов зондирования океанского дна. Были также начаты многочисленные исследования свойств донных осадков, так как они влияли на распространение звука. С 1943 г. начались работы по составлению карт донных осадков. Правительства ряда стран, прежде всего США, СССР, Великобритании, Франции, Канады, Новой Зеландии, а несколько

позже ФРГ и Японии, стали поддерживать широкомасштабные исследования в области океанографии и морской геологии.

Первое крупное исследование Мирового океана после Второй мировой войны совершила шведская океанографическая экспедиция на судне «Альбатрос» в 1947–1948 гг. под руководством Ганса Петтерсона. Целью исследователей было изучение истории Мирового океана. Основной задачей экспедиции было изучение осадкообразования на больших глубинах океана, установление характера грунтов, а также измерение их радиоактивности. На «Альбатросе» впервые с успехом была применена длинная грунтовая поршневая трубка конструкции Кулленберга, служившая для отбора колонок донных отложений. Экспедиция провела несколько глубоководных тралений в океане на глубинах до 7600 м. Также был выполнен комплекс метеорологических и океанографических наблюдений в тропических и экваториальных широтах.

1.3. Исследования второй половины XX века

В послевоенные годы значительный вклад в изучение дна Тихого океана внес американский геолог и океанолог Генри Менард. Ему принадлежит честь открытия гигантских разломов в восточной части Тихого океана. В 1950–1959 гг., участвуя в промерных работах Центрально-Тихоокеанской экспедиции США, он открыл и описал 10 сравнительно узких полос сложно расчлененного рельефа дна и проследил их на значительном протяжении. Менард верно предположил, что отдельные зоны (Мендосино, Меррей, Клариян и Клиппертон) имеют протяженность в тысячи километров. В 1958 г. Г. Менард выполнил исследование Восточно-Тихоокеанского поднятия. Материалы предшественников по отдельным профилям и собственные данные непрерывного промера позволили ему достаточно четко охарактеризовать это подводное горное сооружение.

Послевоенные экспедиции отличаются гораздо большей оснащенностью техническими средствами. В различных экспедициях широко использовались геофизические методы. Непрерывное эхолотирование в сочетании с геофизическими методами и пробоотбором осадков и коренных пород позволили получить ценнейшую информацию о геологическом строении океанского дна.

Особенно следует отметить цикл морских геолого-геофизических исследований, проведенный под руководством Мориса Юинга сотрудниками Ламонской геологической обсерватории (США) на научно-исследовательской шхуне «Вима», и позднее на судне «Роберт Д. Конрад». К 1956 г. в результате планомерного сейсмического зондирования океанских глубин Морисом Юингом и его коллегами были получены определения мощности земной коры в нескольких сотнях пунктов и выявлено два основных типа земной коры – океанической и континентальной. Юинг и его коллеги разработали методику непрерывного сейсмического профилирования на отраженных волнах с применением невзрывных источников возбуждения упругих волн. Со време-



Рис.1.7. Геофизик и океанолог Морис Юинг (1906–1974).

нем метод отраженных сейсмических волн с невзрывными источниками стал обычным при работе большинства исследовательских судов. Полученные с его помощью данные легли в основу выявления закономерностей распределения осадков в океанских бассейнах

и понимания процессов осадконакопления на больших глубинах. М. Юинг организовал систематический сбор разнообразных данных, включая также магнитные и гравиметрические материалы, фотографии дна и колонки осадков. В результате были получены огромные массивы первичных данных для текущих и будущих исследований.

Работы по батиметрическому картированию океанов завершились опубликованием батиметрических карт Тихого, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, изданных Национальным географическим обществом США под руководством Б. Хизена и М. Тарп. Эти карты были столь детальны и наглядны, что послужили для многих ученых стимулом к зарождению новых идей в интересующих их областях знаний.

Б. Хизен и М. Юинг сосредоточили свое внимание на изучении системы срединно-океанских хребтов, возвышающихся более чем на 3000 м над уровнем ложа океана и опоясывающих практически весь земной шар. Они первыми поняли значение этой опоясывающей Землю системы срединно-океанских хребтов. По мере сбора и систематизации данных об их строении и природе большинству геологов и геофизиков становится ясно, что эти структуры образуются и развиваются под действием процессов, происходящих в глубинах мантии Земли. Исследования конца 50-х - начала 60-х годов, особенно изучение магнитных аномалий на склонах срединно-океанских хребтов, выполненные Р. Мейсоном, А. Рафом, В. Вакье, Ф. Вайном и Д. Мэтьюзом, привели к рождению новой геотектонической концепции, которая на новом уровне возродила гипотезу Альфреда Вегенера. Благодаря усилиям геофизиков и геологов разных стран мира, и прежде всего Г. Хесса, Р. Дитца, Дж. Уилсона, В. Моргана, К. Ле Пишона, Дж. Дьюи и др., эта гипотеза к концу 60-х годов XX века переросла в современную стройную научную концепцию, получившую наименование теории тектоники литосферных плит.

Справедливости ради необходимо отметить, что первые идеи, соответствующие основным понятиям тектоники литосферных плит (таких как «спрединг» и «субдукция»), принадлежат английскому физику Осмонду Фишеру, которые он изложил еще в 90-х годах XIX века в своей книге «Физика земной коры». Аналогично идеям Альфреда Вегенера, эти идеи не были восприняты геологическим сообществом того времени, и на несколько десятилетий были преданы забвению.

С 1953 г. начался новый этап изучения магнитного поля Земли в водах Мирового океана. После гибели «Карнеги» в 1929 г. морские магнитные исследования в океане больше не производились до ввода в строй в 1953 г. советской парусно-моторной немагнитной шхуны «Заря» (рис.1.8.). Во время плаваний «Зари» определялись четыре элемента магнитного поля Земли: склонение, наклонение, вертикальная составляющая и вектор индукции. Измерения производились на ходу судна непрерывно. В общей сложности «Заря» выполнила 25 экспедиционных рейсов во всех океанах и многих морях. Съемка была выполнена на галсах общей протяженностью более 350 тысяч морских миль. По материалам НИС «Заря» были существенно уточнены представления о глобальной пространственной структуре магнитного поля Земли в океанах, впервые выявлены особенности аномального магнитного поля в отдельных регионах и получены сведения о его вековых изменениях.



Рис.1.8. Немагнитная шхуна «Заря».

Исключительно важное место в изучении дна океана занимают исследования советских ученых на научно-исследовательском судне «Витязь». Исследования, выполненные на этом судне, – важнейшая веха не только в отечественной, но и в мировой океанологии. НИС «Витязь» начало свои работы в Тихом океане в 1949 г. Тогда это было самое совершенное по оборудованию научно-исследовательское судно. На НИС «Витязь» выполнено 65 научных рейсов в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах под руководством и при участии известных советских океанологов и морских геологов (П.Л. Безруков, Л.А. Зенкевич, Г.Б. Удинцев, В.Ф. Канаев, Н.Н. Сысоев, А.П. Лисицын, В.Г. Богоров, А.Д. Добровольский, Ю.П. Непрочнов и др.), во время которых в общей сложности пройдено 800 тысяч морских миль, выполнено около 8000 научных станций, собраны сотни проб донных осадков и коренных пород, образцов фауны, проб воды, открыты и изучены максимальные глубины океана.

С НИС «Витязь» связана целая эпоха изучения дна океана. Первые экспедиции 1949–1955 гг. были посвящены выяснению особенностей строения дна Охотского Японского и Берингова морей. В этот период были открыты и изучены подводный хребет Ширшова в Беринговом море, возвышенность Ямато в Японском море, открыта возвышенность Обручева и установлена ее связь с Императорским хребтом, изучен Курильский желоб, установлено его продолжение вдоль восточного побережья Камчатки и сочленение с Алеутским желобом.

В экспедициях 1957–1959 гг., «Витязь» провел изучение дна открытой части Тихого океана по программе Международного геофизического года (МГГ). В экспедициях этого периода удалось пересечь ряд крупных подводных поднятий, выяснить их очертания, определить или уточнить границы океанских котловин, выявить их топографические особенности. Оказалось, что в западной части Тихого океана практически отсутствуют крупные абиссальные равнины. Дно котловин имеет расчлененный холмистый характер с зонами относительно коротких разломов, почти лишено подводных гор. В центре Северо-Западной котловины Тихого океана исследована и контурена подводная возвышенность, названная в честь геолога Н.С. Шатского.

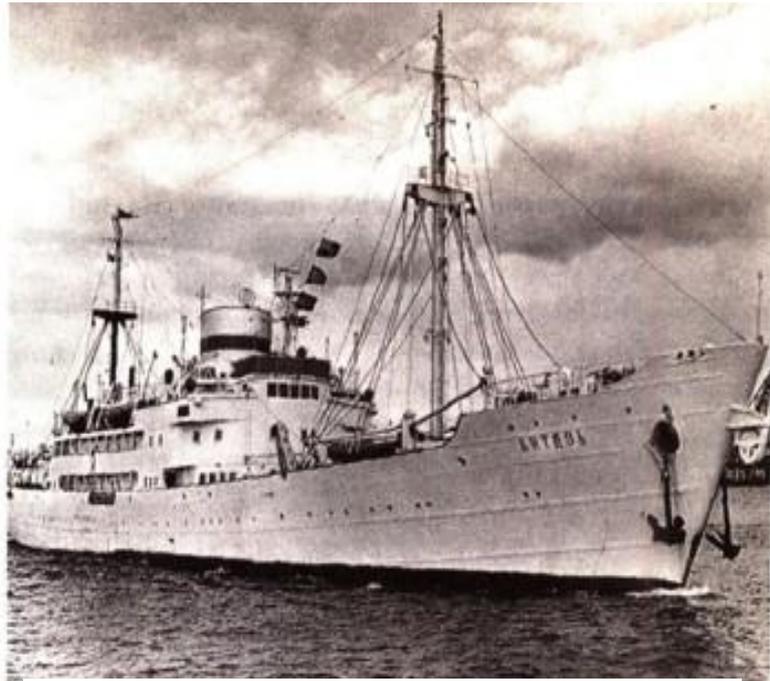


Рис.1.9. Научно-исследовательское судно «Витязь».

В экспедициях НИС «Витязь» изучена система желобов северо-западной, западной и юго-западной окраин Тихого океана – Японский, Идзу-Бонинский, Волкано, Марианский и ряд других. В 1958–1961 гг. открыты и исследованы два новых желоба: к востоку от о. Новая Каледония, получивший имя корабля, и вдоль северной окраины архипелага Бисмарка, у экватора, названный желобом Адмиралтейства; изучены крупные депрессии Тонга и Кермадек.

НИС «Витязь» поставило рекорд точности попадания в самые глубокие части обследованных им многочисленных депрессий. В 1957-1958 гг. советские океанологи выявили максимальные глубины в желобах Палау (8069 м), Ново-Британском (8320 м), Бугенвильском (9103 м), а в Марианском установили глубочайшую впадину Мирового океана –

11022 м. Были обнаружены максимальные глубины еще в двух желобах – Кермадек (10047 м) и Тонга (10882 м). Собранные материалы позволили сделать ряд существенных уточнений в представлении о простирании, глубинах и морфологических особенностях перечисленных желобов.

Кроме «Витязя», определенную роль в изучении Тихого океана сыграли другие советские исследовательские суда. Так, теплоход «Обь» по программе Международного геофизического года (МГГ) в 1957–1958 гг. обследовал восточную окраину Восточно-Тихоокеанского поднятия до широты о. Пасхи.

Следует также отметить выполненные по программе МГГ исследования на акваториях Курило-Камчатского региона.

В 1957-1959 гг. Институтом физики Земли АН СССР была отработана сеть профилей методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) вкост Курило-Камчатского и Алеутского желобов с выходом в Тихий океан. Работы выполнены под руководством Е.И. Гальперина, С.М. Зверева и И.П. Косминской. В результате впервые были получены сведения о структуре земной коры в пределах Охотского моря, Курильской и Алеутской островных дуг и прилегающих акваторий Тихого океана.

В этот же период и последующие годы в районе Курило-Камчатского желоба, в Охотском и Беринговом морях выполнены измерения силы тяжести маятниковыми гравиметрами на подводных лодках и набортными затушеванными гравиметрами под руководством В.А. Гладуна, А.Г. Гайнанова, Е.Н. Исаева, Е.А. Павлова, П.А. Строева.

В период 1956–1959 гг. аэромагнитной партией ВНИИГеофизика и Западным геофизическим трестом Министерства геологии СССР были выполнены первые аэромагнитные исследования аномального магнитного поля на акваториях Курило-Камчатского региона. Эти исследования, проведенные под руководством О.Н. Соловьева и Л.А. Ривоша, впервые позволили получить представления об основных чертах магнитного поля и о характеристиках региональных аномалий в Курило-Камчатском регионе, Охотском и Беринговом морях и прилегающих акваториях Тихого океана.

60-80 годы XX века были отмечены резким увеличением числа морских экспедиций по комплексному геолого-геофизическому изучению дна океана, проводимых развитыми странами, и вводом в строй большого числа новых научно-исследовательских судов, оборудованных новейшими приборами. В нашей стране эти годы также были отмечены бурным ростом научно-исследовательского флота и крупномасштабными исследованиями Мирового океана. Так, научно-исследовательский флот Академии наук СССР пополнился десятками новых судов, в том числе крупнотоннажными судами: «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев», «Академик Мстислав Келдыш», «Академик Николай Страхов», «Профессор Штокман», «Академик Сергей Вавилов», «Академик Иоффе» и др. Научно-исследовательский флот Дальневосточного отделения АН СССР, проводивший комплексные геолого-геофизические, геохимические и биологические исследования в Тихом и Индийском океанах, также пополнился новыми судами: НИС «Академик Александр Виноградов», «Академик Александр Несмеянов», «Академик Лаврентьев», «Академик Опарин», «Профессор Богоров», «Пегас», «Каллисто», «Вулканолог», «Морской геофизик», «Профессор Гагаринский» и др. Широкое применение при морских исследованиях получили современные высокоточные геофизические приборы (гидролокаторы бокового обзора, узколучевые и многолучевые эхолоты, набортные гравиметры, протонные и квантовые магнитометры, одноканальные и многоканальные сейсморазведочные комплексы, приборы для измерения характеристик теплового потока и др.).

С конца 60-х годов прошлого столетия в рамках международных проектов проводится исследование океанского дна посредством глубоководного бурения. За прошедшие десятилетия на акваториях Мирового океана, окраинных и внутренних морей пробурено более 1000 скважин. В результате получен огромный фактический материал, сыгравший значи-

тельную роль в развитии не только морской геологии, но и смежных наук о Земле (палеоокеанологии, палеоклиматологии, палеоэкологии и др.).

Значительный прогресс в изучении современных геологических процессов на дне океана связан с внедрением в практику морских исследований подводных обитаемых аппаратов. Начало этих исследований можно отнести к 70-м годам прошлого века, когда с применением этих аппаратов был детально изучен обширный участок дна в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта по франко-американскому проекту «ФАМОУС» («FAMOUS» - French American Mid Ocean Undersea Study). В последующие годы подобные исследования стали проводиться многими развитыми странами. С конца 70-х годов прошлого века подводные обитаемые аппараты начали применяться при проведении отечественных морских экспедиций, прежде всего в осевых зонах срединно-океанских хребтов и в задуговых бассейнах, где основными объектами исследований стали современные гидротермальные системы и связанные с ними уникальные биологические сообщества.

В 80-х годов XX века были разработаны методы спутниковой альтиметрии, основанные на высокоточном измерении положения невозмущенной поверхности Мирового океана с помощью установленных на спутниках радиолокаторов. В настоящее время эти методы имеют большое значение не только для изучения формы геоида, но и для исследований аномалий гравитационного поля и рельефа дна Мирового океана.

Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДНА ОКЕАНА

Исследование геологического строения дна океана несравненно более сложная задача, чем исследование геологии суши, поскольку геологические объекты в океане скрыты от глаз исследователя мощной водной оболочкой. Отсутствие непосредственного контакта с изучаемыми объектами обусловили основную особенность морских геолого-геофизических исследований. Эта особенность состоит в предшествующем применении комплекса геофизических методов, по результатам которого выявляются интересующие объекты и проводится их геологическое опробование. Ниже будут рассмотрены основные геофизические и геологические методы и средства, применяемые в настоящее время при исследовании дна океана.

2.1. Геофизические методы

Комплекс основных геофизических методов, применяемых в настоящее время при исследовании геологического строения дна океана, включает промер глубин, сейсмические методы, гравиметрию, магнитометрию и термометрию.

Промер глубин

Рельеф поверхности Земли отражает многие черты тектоники и геологического строения, как на континентах, так и в океанах. Важнейшая информация об особенностях геологического строения дна океана может быть получена при анализе его рельефа. Однако, в отличие от континентов, где детальные сведения о рельефе территорий были известны со времен их освоения, история изучения рельефа дна океана насчитывает не более полутора столетий. До 20-х годов прошлого века определение глубин в океане проводилось с помощью лота, что требовало больших затрат времени. Такой способ измерения глубин не мог обеспечить необходимой детальности исследований. Достаточно отметить, что расстояние между точками измерения глубин по промерным профилям в океане исчислялось, как правило, десятками, а иногда и сотнями километров. Тем не менее, с применением этих простейших средств были выявлены и обследованы многие крупнейшие морфоструктуры дна Мирового океана.

С изобретением эхолота и внедрением его в практику морских исследований производительность промерных работ многократно возросла. Принцип работы эхолота основан на измерении времени прохождения в водной толще отраженного от дна акустического сигнала. Скорость звука в воде принимается, обычно, равной 1500 м/с. Первые образцы эхолотов были достаточно примитивны. Промер глубин с их использованием мог проводиться только при остановке судна. Однако уже к началу тридцатых годов XX века были созданы эхолоты, позволяющие вести непрерывный промер глубин на ходу судна. Именно с использованием таких приборов в течение последующих десятилетий был получен огромный объем данных эхолотного промера, позволивший подготовить и издать подробные батиметрические карты на весь Мировой океан. Пример записи, полученный одним из таких эхолотов, приведен на рис.2.1.

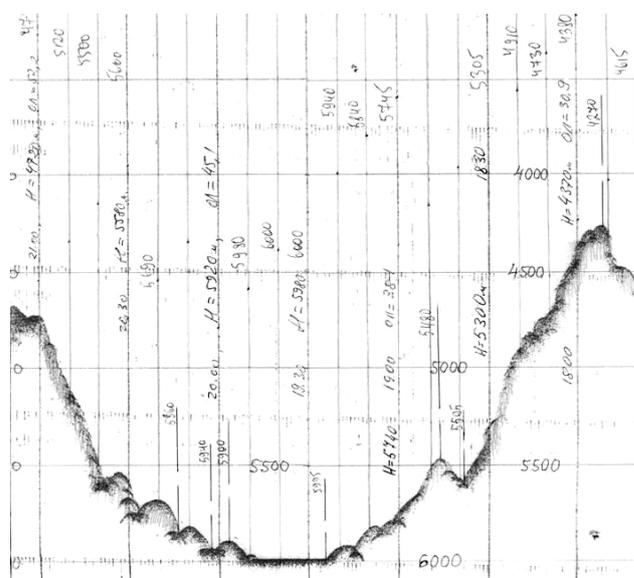


Рис.2.1. Пример эхограммы, полученной при пересечении северного окончания Курило-Камчатского желоба в 1986 г. с борта НИС «Вулканолог» глубоководным эхолотом WD-110M.

Для оперативной оценки глубин по эхолотным записям обычно принимают скорость звука в воде равной 1500 м/с. При обработке эхограмм с целью более точного определения абсолютных значений глубин используют сведения о скорости звука в воде с учетом гидрологических условий на различных глубинах (температуры, солености и т.п.) для конкретного региона и времени года.

Существенным недостатком обычных эхолотов является их достаточно широкая диаграмма направленности при излучении и приеме акустического сигнала. Это приводит к значительным искажениям изображений форм рельефа на участках со сложным строением дна (рис.2.2). Изображения положительных форм рельефа растягиваются в горизонтальном направлении. При этом резкие «изломы» отражающих границ ведут к образованию дифрагированных волн. В результате одновременного прихода отраженных и дифрагированных волн от разных участков границы на записях формируются сложные зоны интерференции. Еще сильнее искажаются размеры и форма отрицательных форм рельефа. На соответствующих изображениях уменьшаются не только горизонтальные, но, в ряде случаев, и вертикальные размеры этих морфоструктур, вплоть до их полного исчезновения. При этом записи на эхограмме осложняются зонами интерференции, обусловленными одновременным приходом волн, отраженных от различных участков границы. На рис. 2.1 эти искажения можно проследить в виде пересекающихся участков записи. Искажающее влияние возрастает с увеличением расстояния между приемно-излучающей системой и отражающей границей, т.е. с увеличением глубины океана.

Для устранения этого недостатка были созданы узколучевые эхолоты, диаграмма направленности которых имели раствор основного максимума не более первых градусов. Однако эти эхолоты требовали ориентации приемно-излучающей системы по астрономической вертикали, что в условиях надводного судна можно было осуществить лишь с применением достаточно сложных технических средств. Поэтому узколучевые эхолоты не нашли широкого применения в практике океанографических исследований.

Кроме эхолотов, измеряющих глубины непосредственно под судном, для изучения морфологических особенностей морского дна были разработаны акустические приборы, получившие название гидролокаторы бокового обзора. В отличие от эхолота, гидролокатор бокового обзора производит сканирование морского дна в стороне от движущегося судна, ортогонально направлению профиля. При этом получают информацию не только о мелких формах рельефа, но, иногда, и сведения об особенностях геологического строения морского дна. Такой пример приведен на рис. 2.3. На записи гидролокатора, полученной в пределах шельфовой террасы, видны участки дна, покрытые осадками (светлые участки в верхней части рисунка), а также отпрепарированные морской абразией выходы коренных пород, осложненные пликативными и дизъюнктивными тектоническими нарушениями.

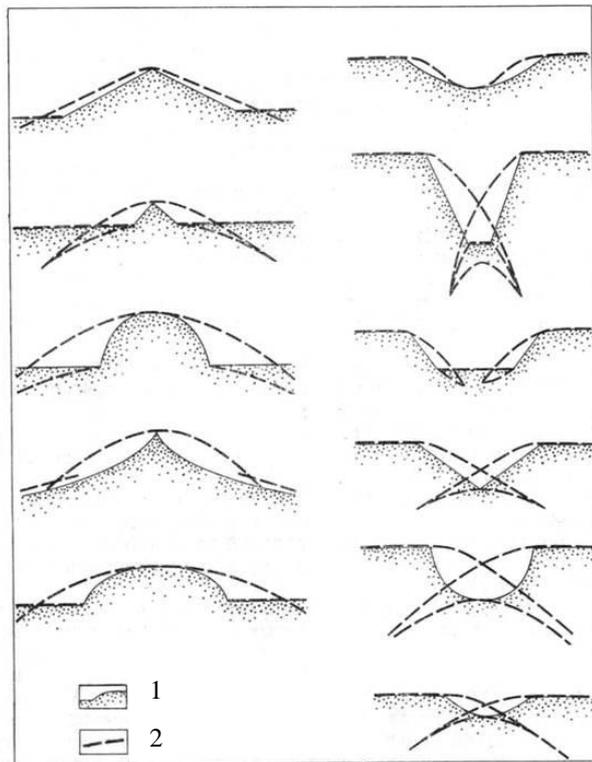


Рис.2.2. Иллюстрация эффектов искажения эхолотных записей на различных формах рельефа.

1 – истинный рельеф;

2 – форма рельефа на записи эхолота.

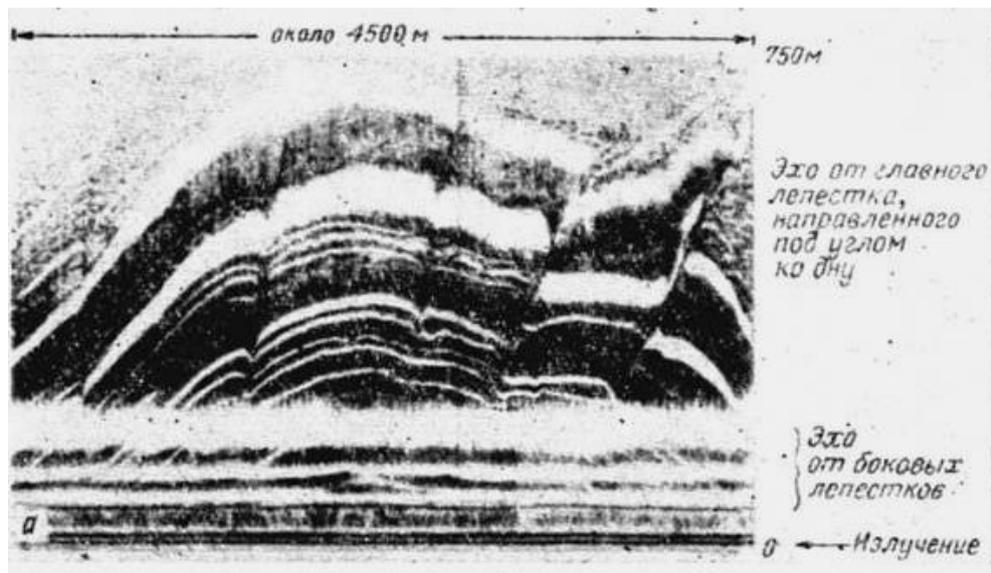


Рис.2.3. Пример записи гидролокатора бокового обзора.

С помощью гидролокаторов бокового обзора можно получить лишь качественную, в лучшем случае – полуколичественную информацию об амплитудах неровностей морского дна. Тем не менее, эти приборы получили широкое применение при исследовании мелководных акваторий (до 200 – 300 м), хотя были разработаны гидролокаторы бокового обзора и для больших глубин, порядка 5000 – 6000 м.

В настоящее время наиболее совершенными приборами для изучения рельефа дна океана являются многолучевые эхолоты. Они позволяют получить количественную информацию о глубинах морского дна в широкой полосе по ходу судна с построением батиметрической



Рис.2.4. Схема работы многолучевого эхолота.

карты. Схема работы многолучевого эхолота показана на рис.2.4.

В многолучевых эхолотах гидроакустическая антенна излучает и отдельно принимает акустические сигналы по множеству (180 и более) узких секторов (лучей). По времени прихода отраженного от дна сигнала по каждому из лучей и углу наклона луча вычисляет-

ся истинная глубина точки отражения и ее положение относительно судна. Лучи веером расходятся от излучателя по нормали к оси судна и позволяют производить батиметрическую съемку дна широкой полосой до 3-х и более глубин, т.е. при глубине 5000 м картируется полоса шириной около 15000 м.

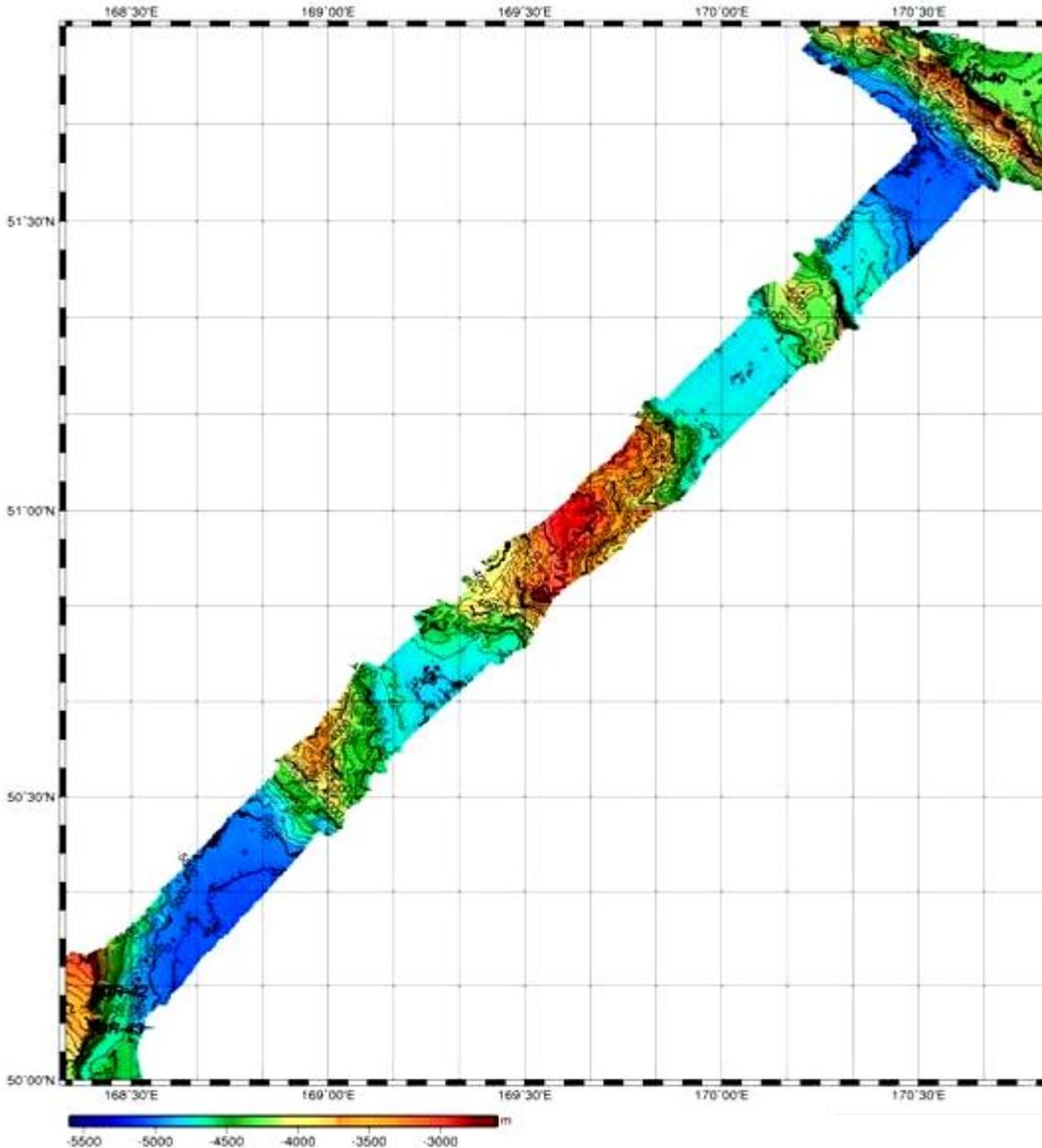


Рис.2.5. Иллюстрация работы многолучевого эхолота.

Примерный профиль отработан в северо-западной части Тихого океана с борта немецкого научно-исследовательского судна «Зонне» в 2009 г.

На рис.2.5 представлены результаты промера глубин по профилю, отработанному летом 2009 г. в районе северного окончания подводного Императорского хребта немецким научно-исследовательским судном «Зонне» с применением многолучевого эхолота. Из рисунка видно, что при работе с таким эхолотом за один проход судна промером глубин охватывается полоса шириной порядка 12 – 15 км.

Применение многолучевых эхолотов, по сравнению с обычными (однолучевыми), позволяет многократно сократить затраты судового времени при детальном площадном исследовании рельефа морского дна. При этом получают более достоверные сведения о форме, размерах и других морфологических особенностях изучаемых форм рельефа, особенно на участках дна, отличающихся сложным расчлененным рельефом. Для сравнения на рис.2.6 приведены две батиметрические карты на район подводного вулкана Пийпа (Командорская котловина Берингова моря). Первая из них (рис.2.6 а) получена в 1986 году в резуль-

тате промера обычным эхолотом по сети профилей с межгалсовым расстоянием порядка 1 км. На проведение этих работ было потрачено более двух недель судового времени. Летом 2009 года в этом же районе с борта немецкого научно-исследовательского судна «Зонне» были проведены промерные работы с применением многолучевого эхолота (рис.2.6 б). По времени они заняли меньше суток.

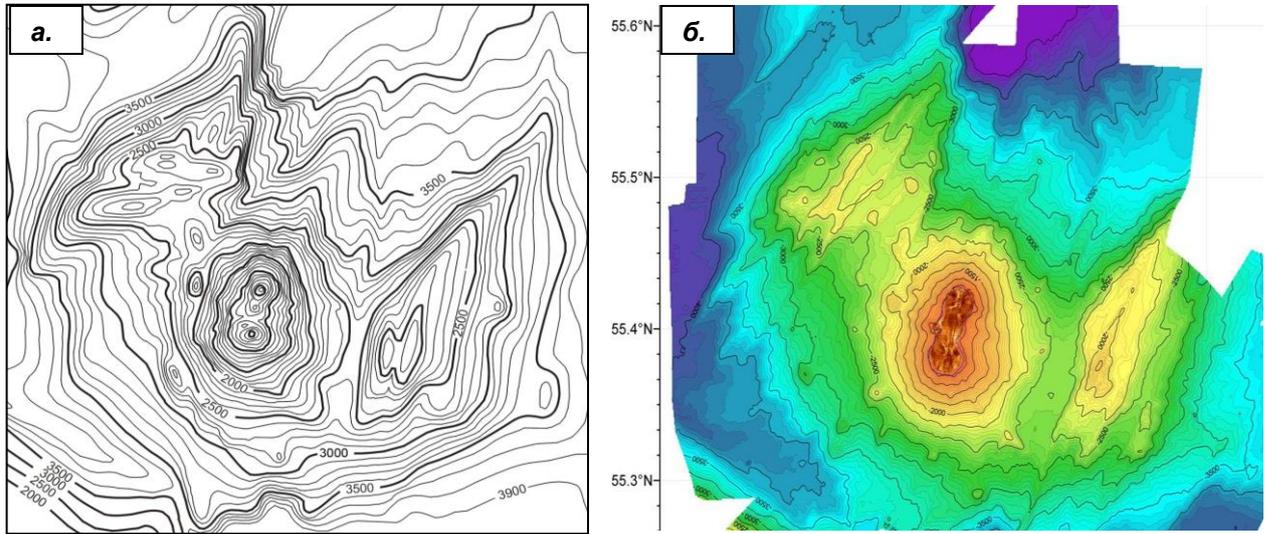


Рис.2.6. Батиметрические карты на район подводного вулкана Пийпа (Берингово море):
 а – построенная по данным промера, выполненного обычным (однолучевым) эхолотом;
 б – полученная с применением многолучевого эхолота.

При сравнении этих двух карт можно сделать заключение: несмотря на сходство в очертаниях крупных форм рельефа, батиметрическая карта, полученная с применением многолучевого эхолота, отличается большей детальностью и, вероятно, более достоверно отражает размеры и форму морфоскульптурных элементов этого вулканотектонического сооружения.

Сейсмические методы

При изучении структуры земной коры, как на континентах, так и в океанах ведущая роль принадлежит сейсмическим методам. В отличие от континентов, океанская земная кора имеет незначительную мощность (6 – 8 км) и достаточно простое строение. Под мало-мощным (обычно, сотни метров) осадочным чехлом (1-й океанский слой) залегают изверженные породы основного состава – базальты (2-й океанский слой), мощностью 1.5-2 км, которые, в свою очередь, подстилаются интрузивными магматическими породами основного состава – габбро (3-й океанский слой), мощностью 4.5 – 5 км. Подошва 3-го океанского слоя соответствует подошве океанской земной горы – границе Мохоровичича. Еще глубже, под границей Мохоровичича, залегают ультраосновные породы верхней мантии.

Сейсмические методы для изучения океанской земной коры разрабатывались с учетом особенностей ее строения и наличия покрывающей водной оболочки. Мощность осадочного чехла океана и его слоистую структуру изучают главным образом методом отраженных сейсмических волн, а информацию о строении океанской коры под осадками получают из данных метода преломленных волн. Эти, наиболее широко применяемые в настоящее время при изучении океанского дна методы в их океанографической модификации были разработаны в 50-е и в начале 60-х гг. прошлого века М. Юингом и его коллегами из Ламонтской геологической обсерватории, М. Н. Хиллом из Кембриджского университета, Р. Райттом и Дж. Шором из Скриппсовского института. В течении последующих лет аппаратура, методика и техника морских сейсмических исследований в океане постоянно совершенствовались, но основные принципы проведения этих работ практически не изменились. Кратко рассмотрим их основные характеристики.

Метод НСП. При изучении осадочного чехла океанского дна наиболее широкое применение в практике океанографических исследований получил метод непрерывного сейсмического профилирования (НСП) в модификации центрального луча (рис.2.7). Этот метод реализуется на ходу судна, при скорости до 8-9 узлов (морских миль в час). В качестве излучателя упругих колебаний используются невзрывные источники:

- электроискровые, использующие энергию высоковольтного электрического разряда в воде;
- пневматические, использующие энергию сжатого под высоким давлением воздуха;
- газодетонационные, использующие энергию подрыва газовой смеси, обычно, кислорода и пропана.

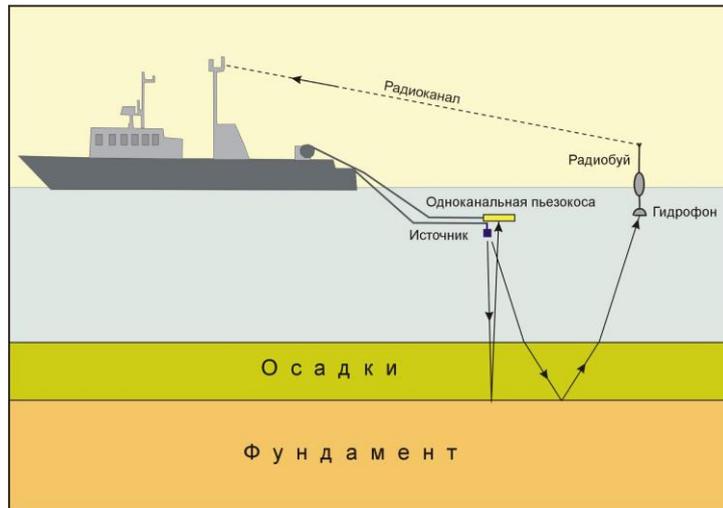


Рис.2.7. Схема проведения непрерывного сейсмического профилирования в модификации центрального луча, дополненного определением скорости звука в осадках с применением радиобуя.

Прием отраженных от дна и подстилающих границ сигнала в методе НСП производится на одноканальную пьезокосу, буксируемую в непосредственной близости от источника, т.е. при работах на больших глубинах приемник и источник упругих колебаний считаются совмещенными. При этом регистрируются только нормально отраженные от границ раздела упругие волны. Другие типы волн, образующихся при наклонном падении упругой волны на границу раздела (обменные, головные, рефрагированные и т.п.) на записях НСП отсутствуют. По сути, метод НСП напоминает эхолотный промер, при котором источник и приемник действительно совмещены. Различие лишь в преобладающей частоте зондирующего сигнала, и соответственно в глубине проникновения этого сигнала под морское дно. Преобладающая частота зондирующего сигнала в методе НСП составляет, обычно, 60-80 Гц. При этом глубинность метода при исследовании осадочного чехла достигает 1.5 – 2 км. Пример записи НСП, полученной с применением электроискрового источника в северо-западной части Тихого океана, приведен на рис.2.8.

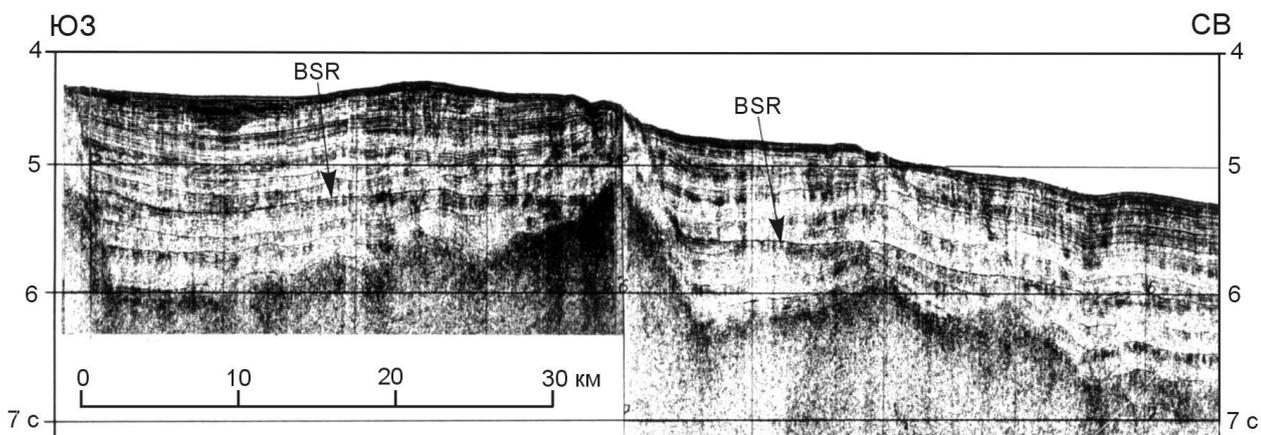


Рис.2.8. Пример временного разреза, полученного методом НСП с электроискровым источником в северо-западной части Тихого океана (на северо-восточном склоне возв. Обручева). На разрезе выделена граница типа BSR, имеющая диагенетическое происхождение (переход диатомовых глин в аргиллиты) (Селиверстов, 2009).

Важным достоинством метода НСП является исключительно высокая густота сети наблюдений, определяемая малым периодом срабатывания источника (обычно, от нескольких до первых десятков секунд), что обеспечивает возможность уверенной корреляции даже слабых отражающих границ и высокую пространственную разрешенность метода.

Именно с применением этого простого и надежного метода была подробно изучена структура осадочного чехла Мирового океана и установлены основные закономерности его формирования.

Недостатком метода НСП является отсутствие информации о скорости упругих волн в изучаемой толще осадков. Для получения этой информации метод НСП дополняют, где это необходимо, наблюдениями с радиобуем, позволяющими регистрировать отраженные при наклонном падении волны и получать их годографы (см. рис.2.7).

По мере внедрения в практику морских сейсмических исследований цифровых технологий, при обработке данных НСП стали применяться достаточно сложные алгоритмы обработки (миграция, деконволюция, веерная фильтрация и др.), что существенно улучшило качество получаемых записей и расширило возможности метода.

Многоканальное сейсмическое профилирование. В практике морских сейсмических исследований методом отраженных волн (МОВ) получили также широкое применение методы многоканальной сейсморазведки. Схема проведения этих работ показана на рис.2.9. Эти исследования применяются, в основном, при изучении акваторий с мощным осадочным чехлом, отличающимся сложным строением, а также при поисках и разведке месторождений нефти и газа. Имеются примеры удачного применения многоканальной сейсморазведки МОВ при исследовании не только осадочного чехла, но и более глубоких границ раздела океанской коры, в том числе ее подошвы – границы Мохоровичича.

В настоящее время при проведении многоканального сейсмического профилирования МОВ на акваториях применяются специализированные суда, оснащенные многоканальными (96 и более каналов) приемными устройствами, длина которых достигает 4 – 5 километров, мощными невзрывными (обычно, групповыми пневматическими) источниками возбуждения упругих колебаний, цифровыми сейсмическими станциями и высокопроизводительными компьютерами. На рис. 2.10 проиллюстрированы современные приборы и оборудование для проведения морской многоканальной сейсморазведки МОВ.

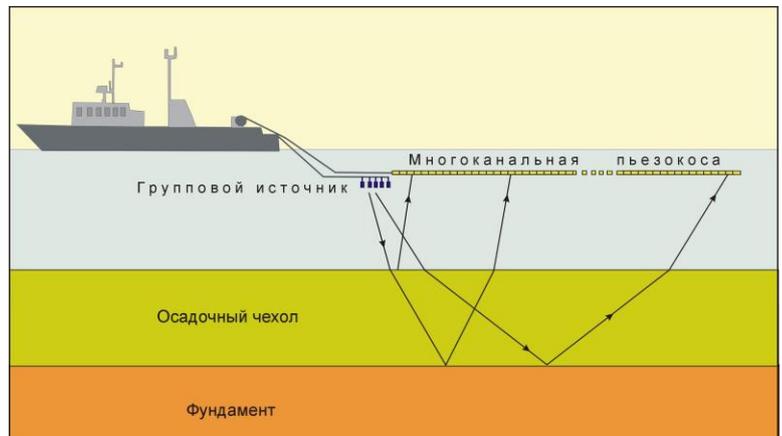


Рис.2.9. Схема проведения многоканального сейсмического профилирования методом отраженных волн.

Многоканальное сейсмическое профилирование МОВ обычно проводится по системе многократных перекрытий с суммированием сейсмических трасс по методике общей глубинной точки (ОГТ). Цифровая сейсмостанция должна обеспечивать регистрацию очень больших объемов информации в высоком темпе: записи многих десятков трасс выполняются каждые несколько секунд в течение многих часов и даже суток непрерывного движения судна. При этом процесс сейсмической записи должен быть жестко синхронизирован с работой источника колебаний и записью данных спутниковой интегральной навигационной системы.

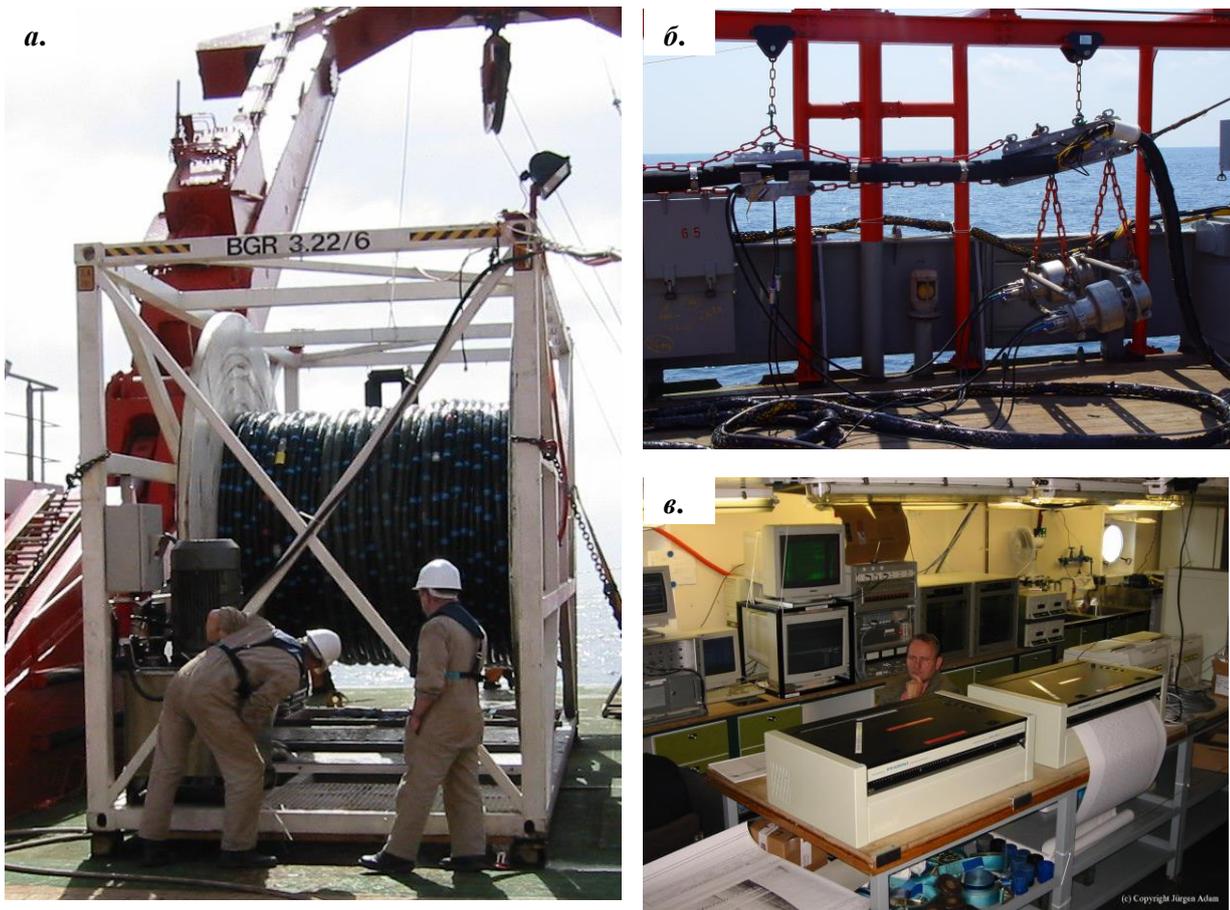


Рис. 2.10. Современные приборы и оборудование для проведения морских многоканальных сейсмических исследований методом отраженных волн:
а – многоканальное приемное устройство (пьезокоса);
б – пневматические излучатели;
в – судовой приемно-обрабатывающий комплекс.

Для воссоздания реального пространственного положения отражающих границ выполняются специальные преобразования волнового поля (миграция), позволяющие перейти от координат точек прихода волн на поверхности наблюдений к координатам глубинных точек отражения. Окончательные результаты обработки представляют в виде сейсмических изображений среды: временных и/или глубинных динамических разрезов. Пример такого разреза показан на рис.2.11.

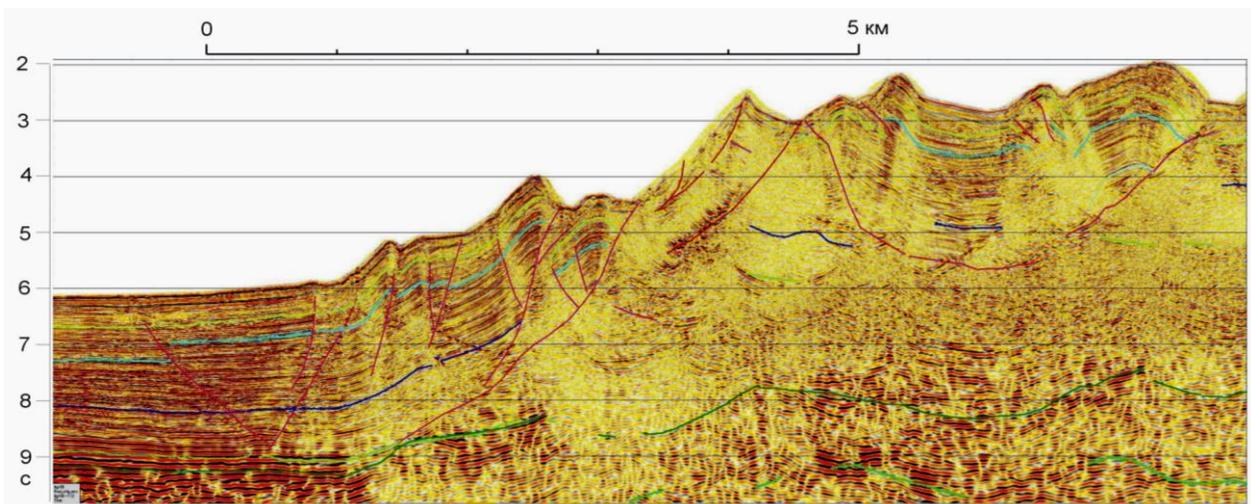


Рис.2.11. Пример разреза, полученного методом многоканального сейсмического профилирования по методике общей глубинной точки.

Метод преломленных волн (МПВ). Методика и техника исследований методом преломленных волн для изучения структуры земной коры в океане была разработана и применена в середине 50-х годов прошлого века Р. Райттом и Дж. Шором из Скриппсовского института.

Первоначально исследования МПВ проводились с применением двух судов: излучающего судна, проводящего взрывы по мере продвижения по профилю, и неподвижного приемного судна, оборудованного гидрофонами и приборами для приема и регистрации сейсмической информации.

Позднее эта методика была значительно усовершенствована, что позволило проводить исследования с применением одного судна, движущегося по профилю с излучателем упругих колебаний (рис.2.12). Вместо приемного судна стали применять радиобуи, оснащенные гидрофонами и радиопередатчиками. Сейсмическая информация принимается гидрофоном радиобуя и, после необходимых преобразований, передается на борт движущегося судна по радиоканалу.

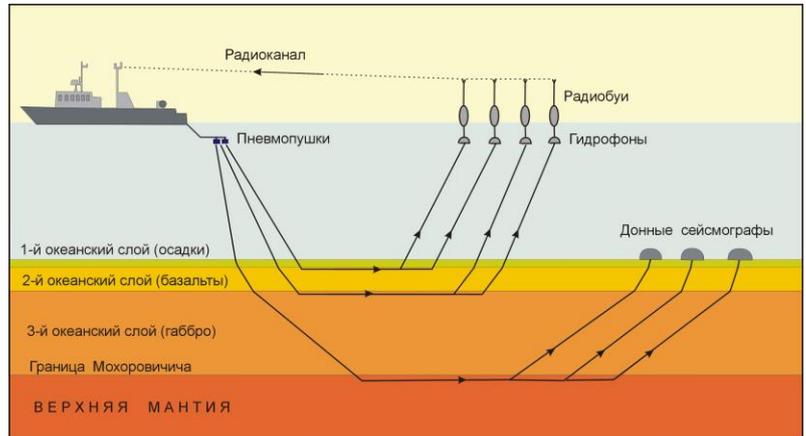


Рис.2.12. Схема проведения морских исследований методом преломленных волн.

Регистрации слабых сейсмических колебаний на значительных удалениях от судна производится системой донных сейсмографов, оборудованных 3-х компонентными сейсмоприемниками и выносными гидрофонами. На смену взрывным источникам пришли мощные пневмопушки (суммарным объемом 120 и более литров), излучающие низкочастотные (порядка 5-7 Гц) импульсы. Такая методика проведения работ получила название глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ). Она позволяет уверенно регистрировать головные волны, возникающие на границах раздела океанской земной коры, в том числе под ее подошвой, и получать годографы протяженностью десятки и даже первые сотни километров.

Гравиметрические исследования

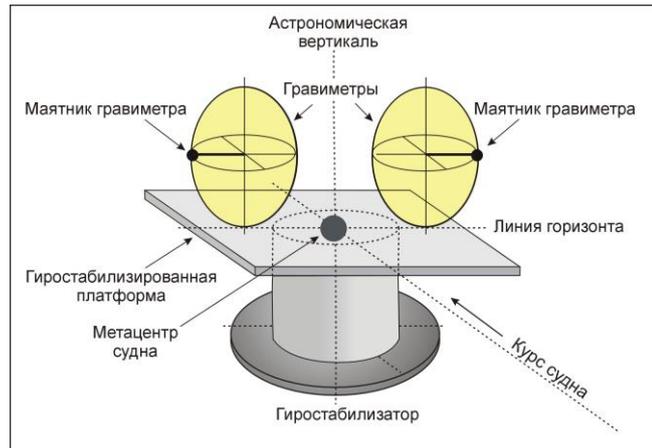
Первые измерения ускорения силы тяжести в океане были проведены в 20-х годах прошлого века голландским ученым Ф. Венинг-Мейнесом. Эти исследования проводились на подводных лодках маятниковыми гравиметрами. Эта методика морских гравиметрических исследований применялась на протяжении трех последующих десятилетий.

В 50-х годах XX века предпринимались попытки применения маятниковых гравиметров на надводных судах, однако, ввиду невысокой точности, такие измерения на надводных судах не нашли дальнейшего применения.

В конце 50-х – начале 60-х годов прошлого века при проведении гравиметрических исследований на надводных судах начали применять гравиметры, датчики которых являлись маятниками второго рода (напоминали сейсмографы Голицына). Чувствительные элементы этих гравиметров выполнялись из кварцевого стекла или специальных сплавов. Такие гравиметры уже применялись при наземных исследованиях. На надводном судне для устранения влияния качки гравиметры устанавливали на гиросtabilизированную платформу, а чувствительную систему сильно демпфировали, погружая ее в вязкую жидкость. Именно этот способ измерения ускорения силы тяжести на надводных судах получил дальнейшее развитие и применяется до настоящего времени.

В отличие от суши, морские гравиметрические исследования имеют ряд особенностей. Надводные суда в любой точке Мирового океана находятся на поверхности геоида. Поэтому в измеренные значения гравитационного поля нет необходимости вводить поправку за высоту пункта наблюдения: измеренные значения соответствуют ускорению силы тяжести в редукции Фая. При вычислении гравитационного поля в редукции Буге вводится поправка Пряя, согласно которой водная толща как бы замещается горными породами, имеющими плотность, равную средней плотности верхней части земной коры (2.67 г/см^3). При вводе этой поправки необходимы детальные сведения о рельефе морского дна в районе исследований, точно так же, как и при вычислении гравитационного поля в редукции Буге на суше необходимы детальные сведения о рельефе изучаемой территории.

Измерения ускорения силы тяжести на надводном судне проводятся на фоне ускорений, вызванных волнением моря и качкой судна, которые по величине на несколько порядков превышают значения изучаемых гравитационных аномалий. Для уменьшения уровня помех, вызываемых возмущающими переменными ускорениями и наклонами, чувствительную систему морских гравиметров сильно демпфируют, помещая ее в вязкую жидкость или используя другие способы демпфирования. Гравиметры устанавливаются на гиросtabilизированной платформе, обеспечивающей стабильное положение гравиметров относительно астрономической вертикали и линии горизонта. Кроме того, весь измерительный гравиметрический комплекс стараются разместить как можно ближе к метацентру судна, соответствующего центру вращения судна при бортовой и килевой качке. Для компенсации остаточных горизонтальных ускорений гравиметры на платформе устанавливают парами, с противоположной ориентацией маятников (рис.2.13). Для более полного исключения остаточных влияний возмущающих ускорений и наклонов измеряют их величины с помощью специальных приборов (акселерометров, наклономеров) и вводят необходимые поправки.



2.13. Принципиальная схема гравиметрического измерительного комплекса на надводном судне.

При измерении ускорения силы тяжести на подвижном основании (на судне или самолете) необходимо учитывать возникающее при таком движении ускорение силы Кориолиса (эффект Этвеша). Для его устранения в измеренные значения вводится соответствующая поправка, величина которой зависит от азимута движения судна, его скорости и географической широты. Максимальных значений эта поправка достигает в экваториальной зоне при широтном направлении движения судна.

Наборные гравиметры применяются для региональных профильных наблюдений, мелко-масштабных и среднemasштабных площадных съёмок с использованием опорной сети гравиметрических пунктов у берега или в портах стоянки, иногда – в пределах акваторий.

Современные морские гравиметры (отечественные – «ГРИН-2000», «Чекан-АМ», и зарубежные – «LaCoste & Romberg» и др.) в комплексе с использованием высокоточной спутниковой навигации обеспечивают точность съёмки в условиях открытого океана порядка $0.1 - 0.5 \text{ мГл}$.

Анализ аномального гравитационного поля акваторий океана позволяет установить некоторые особенности геодинамики и геологического строения его дна.

Аномальное гравитационное поле океана в редукции Фая при расчлененном рельефе дна в значительной мере отражает его рельеф, в том числе даже сравнительно небольшие (по-

рядка нескольких десятков – первых сотен метров) формы рельефа. После осреднения аномалий Фая по достаточно большой площади (порядка 100 – 200 км в поперечнике) получают характеристики поля, которые свидетельствуют о состоянии изостатического равновесия земной коры, т.е. являются показателем современной геодинамической активности. Большая часть дна Мирового океана характеризуется изостатическим равновесием, т.е. близкими к нулевым значениями величинами изостатических аномалий. Но имеются и другие примеры. Так, высокоамплитудные отрицательные аномалии в редукции Фая (порядка -200 – -300 мГл) сопровождают практически все глубоководные желоба, в общем, отражая рельеф дна. После их осреднения здесь по-прежнему сохраняются значительные по величине отрицательные аномалии, свидетельствующие о нарушении изостатического равновесия земной коры в районе глубоководных желобов. Менее значительные по величине (первые десятки мГл) положительные изостатические аномалии характерны для срединно-океанских хребтов, подводных возвышенностей и некоторых глубоководных котловин окраинных морей.

Аномальное гравитационное поле в редукции Буге в океанах характеризуется высокими положительными значениями, порядка первых сотен мГл, в отличие от континентов, где оно, как правило, принимает отрицательные значения. Аномалии в редукции Буге определяются распределением плотности в подстилающих породах. Чем ближе к поверхности дна залегают породы с высокой плотностью, например, ультраосновные породы мантии, тем большее положительное значение имеет аномальное поле в редукции Буге. Т.е. аномальное гравитационное поле в редукции Буге связано обратной зависимостью с глубиной залегания границы Мохоровичича, и, соответственно, может быть использовано для оценки мощности земной коры. Так, в пределах северо-западной части Тихого океана для этих целей часто используют регрессивное уравнение, предложенное В.Ю. Косыгиным и В.И. Исаевым:

$$H(\Delta g_B) = 33 - 0.06 \cdot \Delta g_B$$

где $H(\Delta g_B)$ – мощность земной коры, в км;

Δg_B – аномальное гравитационное поле в редукции Буге, в мГл.

Необходимо отметить, что подобные уравнения выводятся эмпирически, на основе сопоставления данных гравиметрии и глубинного сейсмического зондирования для конкретного региона или структурно-тектонической зоны. Так, для срединно-океанских хребтов отмечаются пониженные значения аномального поля в редукции Буге. Но это не означает, что мощность земной коры здесь увеличивается. Для таких районов необходимо свое регрессивное уравнение, основанное на сопоставлении аномального гравитационного поля с данными глубинного сейсмического зондирования.

Геомагнитные исследования

Геомагнитные методы исследований широко применяются при изучении геологического строения дна океана. Они основаны на выявлении и изучении аномалий геомагнитного поля, возникающего вследствие неодинаковой намагниченности горных пород, слагающих океанское дно.

Магнитное поле Земли характеризуется пятью элементами земного магнетизма (рис.2.14):

T – полный вектор напряженности магнитного поля;

H – горизонтальная составляющая полного вектора – проекция вектора T на горизонтальную плоскость;

Z – вертикальная составляющая полного вектора – проекция вектора T на вертикальную ось z ;

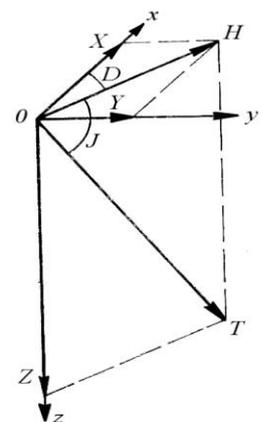


Рис.2.14. Элементы земного магнетизма.

D – магнитное склонение – угол между горизонтальной составляющей H и направлением на географический север x ;

J – магнитное наклонение – угол между вектором напряженности геомагнитного поля T и его горизонтальной составляющей H .

Полный вектор напряженности магнитного поля Земли образован суммой нескольких составляющих:

$$T = T_D + \Delta T_M + \Delta T_P + \Delta T_L + \delta T$$

где: T_D – дипольная составляющая геомагнитного поля;

ΔT_M – материковые аномалии;

ΔT_P – региональные аномалии;

ΔT_L – локальные аномалии;

δT – вариации геомагнитного поля.

Дипольная составляющая геомагнитного поля T_D дает основной вклад в его структуру. Поэтому ее называют также главным магнитным полем Земли. Согласно современным представлениям (гипотезе «магнитного динамо»), дипольная составляющая обусловлена замкнутыми вихревыми токами во внешнем ядре Земли. Преобладающее направление этих токов в настоящее время таково, что силовые линии магнитного поля выходят из-под поверхности Земли в южном полушарии и уходят под ее поверхность в северном полушарии (рис.2.15), т.е. с точки зрения физики в окрестностях северного и южного географических полюсов Земли находятся, соответственно, южный и северный магнитные полюса.

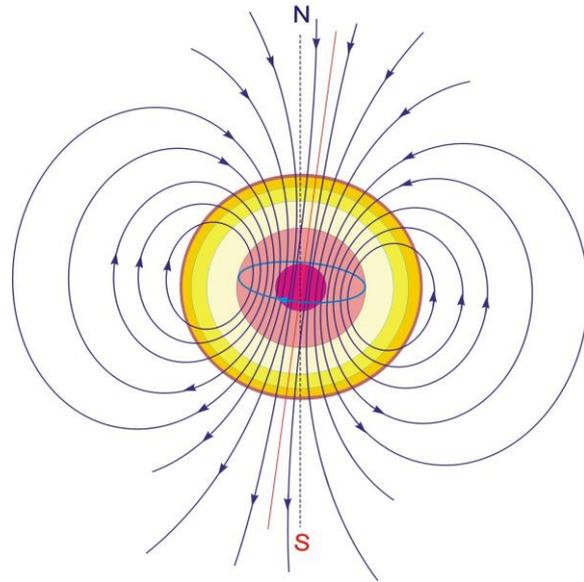


Рис.2.15. Структура главного магнитного поля Земли.

Однако принято называть магнитные полюса по наименованию близлежащих географических полюсов.

Ось магнитного диполя не совпадает с осью вращения Земли, отклоняясь от нее на угол около 11° , при этом расстояние между одноименными магнитными и географическими полюсами составляет около полутора тысяч километров.

Материковые аномалии ΔT_M нарушают стройную структуру дипольного магнитного поля, образуя несколько аномальных областей, сопоставимых по размерам с материками (отсюда их название). Происхождение материковых аномалий связывают с электродинамическими процессами, обусловленными конвекцией вещества во внешнем жидком ядре. Сумма дипольной составляющей T_D и материковых аномалий ΔT_M соответствует понятию *нормального магнитного поля* Земли. Карта изодинам напряженности нормального поля Земли по состоянию на 1975 г. представлена на рис.2.16.

Региональная (ΔT_P) и локальная (ΔT_L) составляющие геомагнитного поля обязаны своим происхождением намагниченности горных пород, слагающих земную кору. Сумма этих составляющих соответствует понятию *аномального магнитного поля*. Именно аномальное магнитное поле является предметом магнитометрических исследований при изучении геологического строения земной коры на континентах и в океанах.

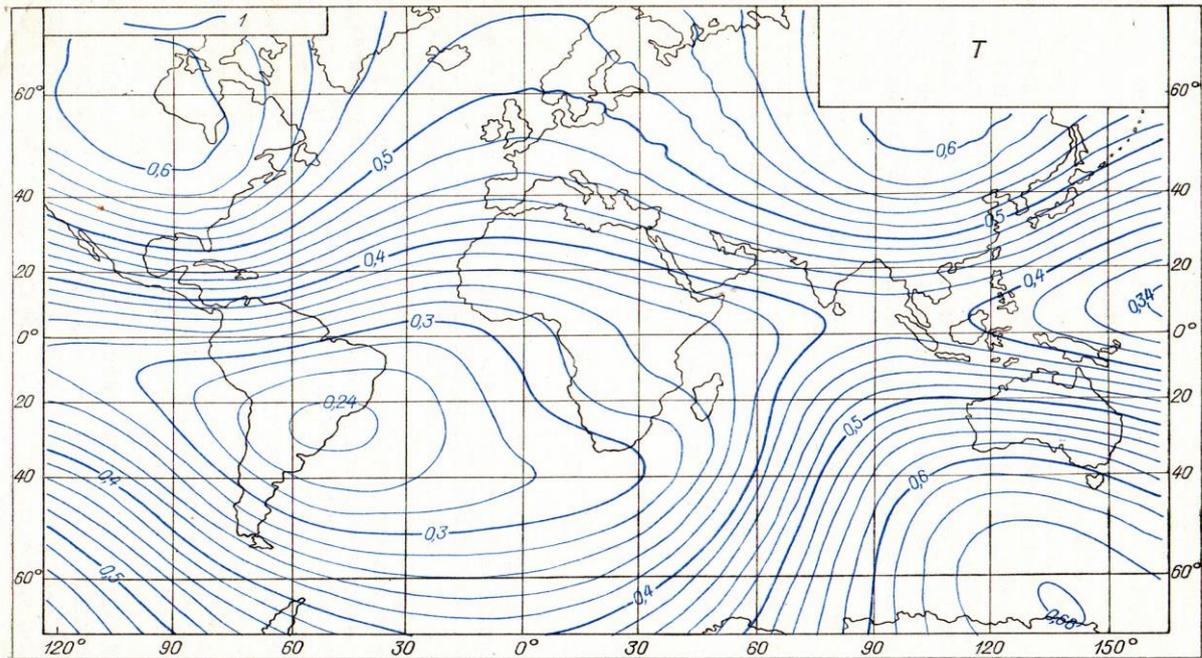


Рис.2.16. Карта изодинам напряженности нормального магнитного поля Земли по состоянию на 1975 г., в Эрстедах (Логачев, Захаров, 1979).

Вариации геомагнитного поля (δT). Магнитное поле Земли крайне нестабильно во времени. Различают четыре вида изменений напряженности магнитного поля Земли во времени, получивших название вариаций геомагнитного поля:

- вековой ход – медленные, на протяжении десятилетий, изменения напряженности геомагнитного поля, проявляющиеся также в постепенном изменении положения магнитных полюсов относительно географических и миграции материковых аномалий в западном направлении (западный дрейф);
- сезонные вариации – слабая зависимость напряженности магнитного от времени года (высоты солнцестояния);
- суточные вариации – существенная зависимость напряженности магнитного поля от времени суток, обусловленная деформацией земной магнитосферы потоком заряженных частиц, излучаемых Солнцем;
- магнитные бури – резкие, значительные по величине изменения напряженности магнитного поля, обусловленные значительным увеличением потока заряженных частиц, излучаемых Солнцем, и их воздействием на магнитосферу Земли.

При вычислении аномального магнитного поля его вариации необходимо учитывать и устранять путём ввода соответствующих поправок. Обычно, для их определения в районе исследований или вблизи него устанавливают магнитовариационные станции, ведущие постоянное измерение изменений напряженности магнитного поля в период проведения работ.

Инверсии геомагнитного поля. При изучении остаточной намагниченности магматических и осадочных горных пород различного возраста было установлено, что в геологической истории Земли многократно происходили изменения полярности геомагнитного поля, соответствующие резкой смене знака ее магнитных полюсов. С точки зрения гипотезы «магнитного динамо» (о природе главного магнитного поля Земли), такая смена полярности магнитных полюсов могла быть связана со сменой на противоположное преобладающего направления вихревых токов во внешнем ядре Земли. К настоящему времени установлено, что инверсии геомагнитного поля происходили, по крайней мере, на протяжении последнего миллиарда лет геологической истории Земли.

На рис.2.17 (слева) представлена шкала инверсий геомагнитного поля для последних 170 миллионов лет (со среднеюрского времени). Темными и светлыми полосками на этой шкале выделены палеомагнитные эпохи прямого (соответствующего современному) и обратного направления вектора напряженности главного магнитного поля Земли. На этом же рисунке (справа) представлена более подробная шкала инверсий геомагнитного поля для последних 5 миллионов лет (для плиоцен-четвертичного времени), из которой видно, что палеомагнитные эпохи, как правило, содержат более кратковременные эпизоды инверсий геомагнитного поля.

Геомагнитные аномалии в океанах связаны с намагниченностью горных пород, содержащих ферромагнитные минералы. Дно океана сложено магматическими породами основного состава, содержащими, как правило, значительное количество этих минералов. При этом, в формировании наиболее интенсивных магнитных аномалий дна океана основная роль принадлежит термоостаточной намагниченности, возникающей в горячих горных породах, содержащих ферримагнитные минералы, при их остывании ниже точки Кюри – температуры, ниже которой проявляются ферромагнитные свойства минералов. Для большинства ферромагнитных минералов точка Кюри заключена в диапазоне температур 400 – 700 °С. Магнитная восприимчивость горных пород в окрестностях точки Кюри, и, соответственно, величина термоостаточной намагниченности во много раз превышают магнитную восприимчивость и намагниченность пород при обычных температурах. Интенсивная термоостаточная намагниченность возникает, например, при застывании магмы основного состава и дальнейшем остывании сформированных базальтов или габбро. Термоостаточная намагниченность не исчезает при охлаждении горной породы, сохраняя при этом направление вектора напряженности геомагнитного поля, существовавшего во время ее формирования.

В 1961 г. сотрудники Scripps Institution of Oceanography Р. Мейсон, А.Д. Рафф и В. Вакье при обработке результатов магнитной съемки северо-восточной части Тихого океана открыли знакопеременные полосовые магнитные аномалии, ориентированные параллельно оси срединно-океанского хребта и проявляющие свойство исключительной правильной симметрии относительно этой оси. Позднее подобные аномалии были обнаружены в пределах других срединно-океанских хребтов, а также на акваториях практически всего Мирового океана.

В 1963 г. сотрудники Кембриджского университета Ф. Вайн и Д. Мэтьюз выдвинули смелую гипотезу о том, что симметричные знакопеременные магнитные аномалии на склонах

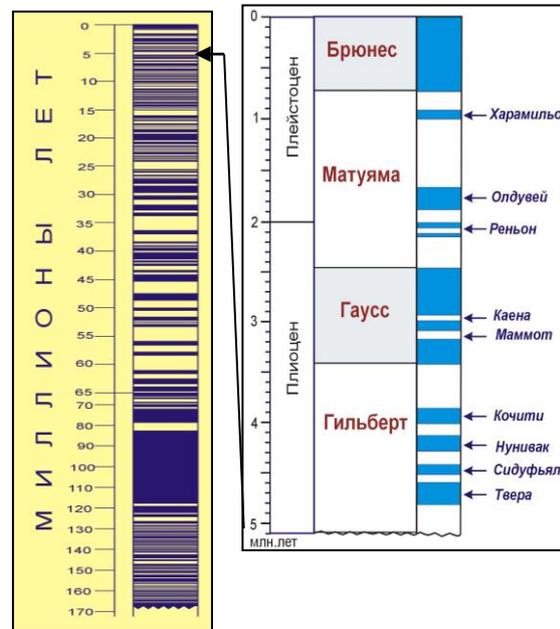


Рис.2.17. Шкала инверсий геомагнитного поля для последних 170 млн. лет (слева) и, более подробно, для последних 5 млн. лет (справа).

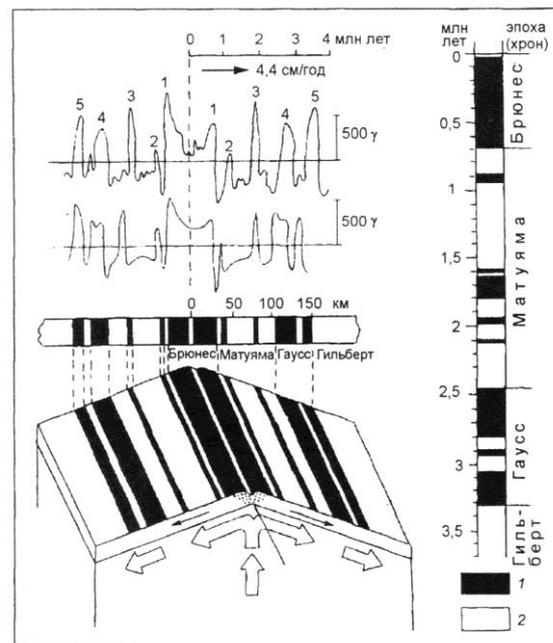


Рис.2.18. Симметричная система линейных магнитных аномалий на пересечении Восточно-Тихоокеанского поднятия. 1,2 – полярности: 1 – прямая, 2 – обратная.

срединно-океанских хребтов обусловлены термоостаточной намагниченностью магматических пород, возникшей под воздействием знакопеременного (в результате инверсий) геомагнитного поля в осевых зонах срединно-океанских хребтов, с их последующим смещением по обе стороны от хребта в процессе спрединга океанского дна. На рис.2.18 проиллюстрирован процесс формирования таких аномалий в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Гипотеза Ф. Вайна и Д. Метьюза получила убедительное подтверждение, в том числе по данным глубоководного бурения, и в настоящее время является важнейшим инструментом оценки возраста океанского дна до бурения. Результаты ее применения проиллюстрированы на двух последующих рисунках.

На рис.2.19 представлена схема возраста дна Мирового океана, составленная в 70-х годах прошлого века на основе интерпретации линейных магнитных аномалий, дополненной данными глубоководного бурения.

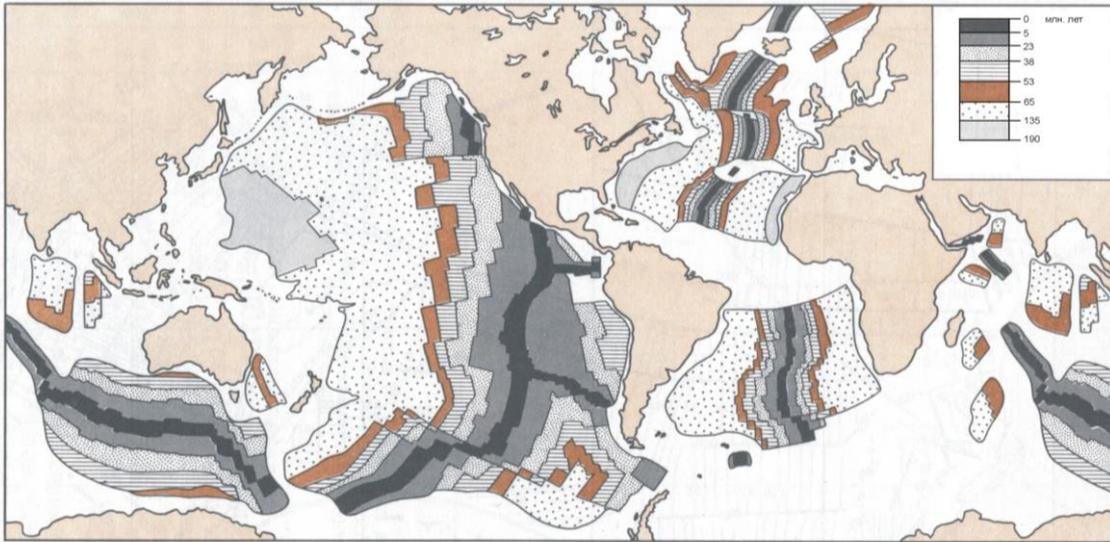


Рис.2.19. Возраст дна Мирового океана, установленный на основе изучения линейных магнитных аномалий и данных глубоководного бурения (по данным *Pitman et al., 1974*).

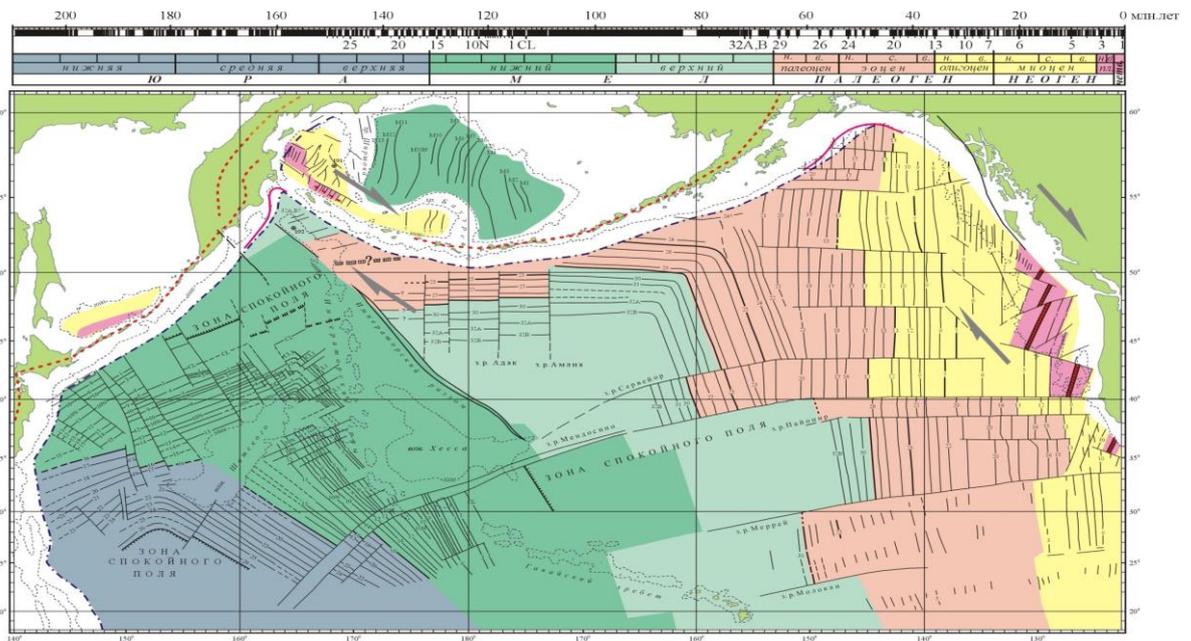


Рис.2.20. Линейные магнитные аномалии и возраст дна северной части Тихого океана. В верхней части рисунка показаны шкала инверсий магнитного поля и геохронологическая шкала (по данным *Hilde et al., 1976*, с дополнениями автора).

На рис.2.20 представлена схема идентифицированных линейных магнитных аномалий дна северной части Тихого океана и оценка его возраста по шкале инверсий геомагнитного поля (приведена в верхней части рисунка).

Методика морских геомагнитных исследований. В настоящее время исследование аномального геомагнитного поля в пределах морей и океанов обычно проводится путем выполнения гидромагнитной съёмки, которая ведется на ходу судна буксируемыми магнитометрами. Для этих целей применяют протонные или квантовые магнитометры, обладающие достаточно высокой чувствительностью и точностью измерений (порядка 1 нТл). При этом измеряется модуль полного вектора напряжённости геомагнитного поля. Магнитометр размещают в немагнитной герметичной гандоле и буксируют на кабель-тросе на расстоянии 2-3 длины судна для снижения влияния его магнитной массы. Это влияние зависит также от азимута движения судна. Поэтому для более полного учета и устранения влияния магнитной массы судна перед началом съёмки предварительно проводят специальные методические работы, состоящие в измерении напряжённости поля в одной и той же точке при ее прохождении судном по различным азимутам. На основании полученных измерений получают величину девиационной поправки, зависящей от направления движения судна.

Глубины океана оказывают осредняющее влияние на измеренные значения напряжённости поля и затрудняют выделение локальных источников магнитных аномалий дна океана. Поэтому при больших глубинах океана данные гидромагнитных съёмок при необходимости дополняют измерениями напряжённости геомагнитного поля непосредственно у поверхности дна океана, которые, как правило, выполняются протонными магнитометрами, помещёнными в специальные контейнеры.

Учёт вариаций геомагнитного поля производится по данным автономных буйковых или донных магнитовариационных станций с протонными или квантовыми датчиками, которые предварительно устанавливаются в районе исследований

Для вычисления аномального магнитного поля из наблюдаемых значений вычитают значения нормального геомагнитного поля, вычисляемого по единой международной аналитической модели магнитного поля Земли. Результаты мелкомасштабных съёмок представляют чаще всего в виде карт графиков, при крупномасштабных съёмках – в виде карт изодинам.

Геотермические исследования в океане

Тепловой поток. Важной характеристикой термического состояния земной коры и верхней мантии является тепловой поток Земли. Тепловой поток – это количество энергии, поступающей из земных недр в единицу времени через единицу площади, или мощность этой энергии, поступающей через единицу площади. Единица измерения теплового потока в системе СИ – Вт/м², но чаще применяют более мелкую единицу – мВт/м². Среднее значение теплового потока как на суше, так и в океанах примерно одинаково и составляет около 60 мВт/м², отклоняясь от него не более чем в 5 – 7 раз. Постоянство средних тепловых потоков суши и океанов при резком отличии мощностей континентальной и океанской земной коры свидетельствует о различии в тепловом режиме и строении земной коры и верхней мантии этих геоструктурных элементов. Поэтому аномалии тепловых потоков, т.е. отклонения от установленных средних потоков, несут информацию об особенностях строения и земной коры, и верхней мантии.

В теории термометрии получена следующая формула для расчета теплового потока:

$$q = \lambda \cdot \Gamma - \sigma \cdot c \cdot v \cdot T,$$

где q – тепловой поток; Γ – температурный градиент;
 λ – теплопроводность горных пород;

σ , c , v , T – соответственно, плотность, теплоёмкость, скорость конвекции и температура теплоносителя.

Приведенное выше уравнение учитывает два различных механизма переноса тепла. Первый член уравнения ($\lambda \cdot \Gamma$) соответствует кондуктивному (молекулярному) механизму теплопереноса, второй член ($\sigma \cdot c \cdot v \cdot T$) – конвективная составляющая переноса тепла.

На большей части дна океана господствуют условия стационарного теплообмена, при которых конвекционной составляющей можно пренебречь, т. е. тепловой поток определяется только теплопроводностью пород и температурным градиентом. Таким образом, тепловой поток в пределах океанов может быть рассчитан через измеренные на некоторой разности глубин температуры и теплопроводность горных пород или осадков.

Измерения теплового потока на суше начали проводиться в 30-х годах прошлого века. Эти исследования проводились в наземных скважинах. Они затруднялись тем, что при бурении скважин нарушалось естественное тепловое равновесие, и для его восстановления требовалось значительный период времени, как правило, не менее десятикратного периода бурения. В те времена геофизики полагали, что тепло земных недр в основном генерируется энергией радиоактивного распада и должно быть пропорционально толщине земной коры. Соответственно, под океанами «поток тепла» должен быть значительно ниже, поскольку океаническая кора в 5-7 раз тоньше континентальной и состоит к тому же из базальтов, существенно менее радиоактивных, чем породы континентальной земной коры.

Первые измерения теплового потока в океане выполнил английский геофизик Эдвард Буллард. В 1954 г. он со своими коллегами измерил тепловой поток на дне Тихого и Атлантического океанов, при этом оказалось, что тепловой поток в океанах такой же, как на континентах. Оставалось допустить, что тепловой поток в океанах идет непосредственно из мантии. Дальнейшие исследования показали, что значения теплового потока закономерно уменьшаются с удалением от осей срединно-океанских хребтов, т.е. зависят от возраста океанской литосферы.

Методика измерений. Подавляющая часть дна океана покрыта слоем рыхлых, слабо консолидированных осадков. Кроме того, в отличие от суши, поверхность дна океана на глубинах более первых километров длительное время находится в условиях сравнительно стабильных температур, благодаря которым в приповерхностных слоях осадков установилось термодинамическое равновесие с более глубокими горизонтами горных пород. Термодинамическое равновесие означает постоянство теплового потока по разрезу морского дна, вплоть до его поверхности. Т.е. измеренные в приповерхностном слое осадков значения теплового потока характеризуют поток тепла из более глубоких горизонтов земной коры.

Тепловой поток через дно океана вычисляется по простой формуле:

$$q = \lambda \cdot \Gamma,$$

где Γ – температурный градиент в осадках,
 λ – теплопроводность осадков.

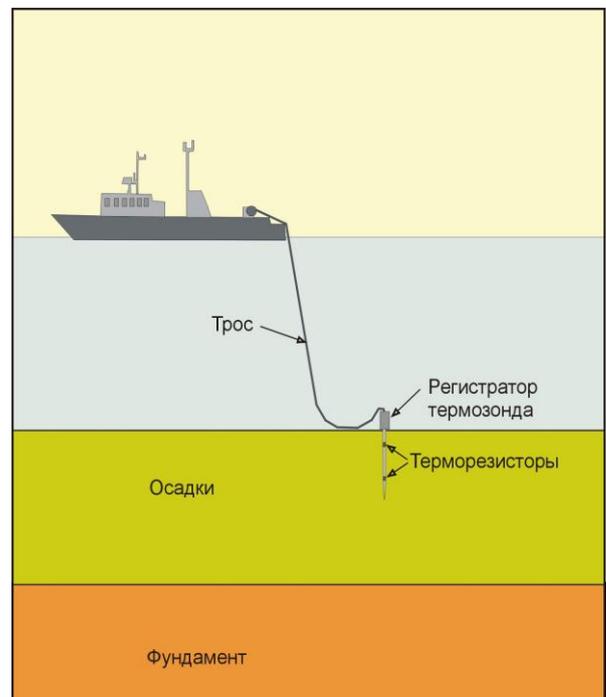


Рис.2.21. Схема измерения геотемпературного градиента на дне океана.

Для измерения температурного градиента в осадках океанского дна применяют термоградиентометры (термозонды). Схема измерения показана на рис.2.21. Термозонд состоит из тонкого стержня (штыка) длиной 1.5 – 2 м, в котором размещены терморезисторы, и регистратора градиента температур. Термозонд опускается с борта судна на тонком тросе и под действием собственного веса погружает измерительный стержень с терморезисторами в верхний слой осадков. При внедрении стержня в осадок выделяется некоторое количество тепла, которое нарушает температурное равновесие. Но поскольку внедрение стержня в осадок происходит достаточно быстро (доли секунды), восстановление теплового равновесия также не требует много времени, как правило, достаточно 30 – 40 минут. В это время судно лежит в дрейфе и трос постепенно стравливается во избежание его натяжения и преждевременного извлечения прибора. После выдержки на дне, гарантирующей достижение теплового равновесия, прибор поднимается на борт судна. На полученной записи (рис.2.22) прослеживаются: спуск прибора (нулевые значения градиента температур); резкий всплеск, обусловленный входением зонда в осадок; последующее снижение температурного градиента с выходом на асимптоту, что указывает на достижение термозондом теплового равновесия; резкие всплески, связанные с извлечением термозонда из осадка; подъем прибора на борт судна (нулевые значения температурного градиента). Положение асимптоты на вертикальной оси термограммы соответствует измеренному значению температурного градиента. В приведенном примере (рис.2.22) температурный градиент составляет $0.06\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$. При теплопроводности осадков $850\text{ мВт}/\text{м}^{\circ}\text{C}$ это значение соответствует величине теплового потока $51\text{ мВт}/\text{м}^2$.

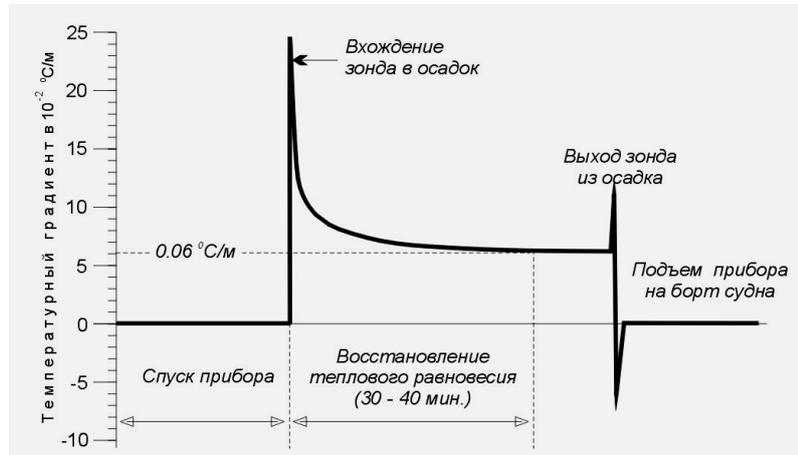


Рис.2.22. Пример записи термоградиентометра.

Теплопроводность пелагических осадков дна океана заключена в достаточно узких пределах: $700 - 1200\text{ мВт}/\text{м}^{\circ}\text{C}$ составляя в большинстве случаев величину порядка $800 - 900\text{ мВт}/\text{м}^{\circ}\text{C}$. При этом ее величина, как правило, слабо меняется по латерали. Теплопроводность осадка измеряют в пробах, поднятых непосредственно в местах определения теплового потока, или принимают априорно, по измеренным в ближайших точках значениям. Часто пробы осадков отбирают непосредственно в точках измерения теплового потока небольшой грунтовой трубкой, закрепленной на корпусе термоградиентометра.

На рис.2.23 приведена фотография спуска термоградиентометра с борта судна, по которой можно судить о конструкции прибора и его размерах.



Рис.2.23. Спуск термоградиентометра на НИС «Вулканолог». 1988 г.

Техника измерения теплового потока в океанах гораздо проще и производительнее, чем на суше. Но она предполагает термодинамическое равновесие верхнего слоя неконсолидированных осадков с более глубокими слоями земной коры. Это равновесие иногда нарушается экзогенными процессами, такими, например, как гравитационно-оползневые процессы, деятельность мутьевых и суспензионных потоков обломочного материала. Особенно часто нарушение теплового равновесия отмечается вблизи зон перехода от континентов к океану. В таких районах при измерениях часто регистрируют близкие к нулю, и даже отрицательные значения температурного градиента, свидетельствующие о перемешивании верхнего слоя осадков.

К нарушению теплового равновесия приводит и проявление конвективной составляющей, обусловленной гидротермальной циркуляцией вод в осадках и горных породах дна океана. Современные гидротермальные процессы наиболее ярко проявляются в тектонически-активных зонах: в срединно-океанских хребтах, на склонах глубоководных желобов, вблизи трансформных разломов. Восходящие ветви гидротермальных систем, как правило, сопровождаются заметным увеличением температурного градиента в осадках, нисходящие ветви, напротив, снижают его значения.

Спутниковая альтиметрия

В 1957 году, после запуска в СССР первого искусственного Земли, началась эра дистанционных исследований Земли из космоса. Спутниковые снимки земной поверхности в различных диапазонах электромагнитных волн содержали ценную геологическую информацию. Однако эта информация относилась, в основном, к геологии суши. Лишь с появлением к началу 80-х годов XX века систем точного позиционирования искусственных спутников Земли были разработаны методы дистанционного исследования, имеющие большое значение для изучения формы геоида, аномалий гравитационного поля и рельефа дна в пределах Мирового океана. Это методы спутниковой альтиметрии, основанные на высокоточном (до первых сантиметров) измерении положения невозмущенной поверхности Мирового океана с помощью установленных на спутниках радиолокаторов.

Невозмущенная поверхность Мирового океана, соответствующая поверхности геоида, является поверхностью равных значений гравитационного потенциала. Поэтому ее форма зависит от распределения плотности в нижележащих оболочках Земли. Гармонический анализ поля высот геоида на акватории Мирового океана позволяет изучать внутреннее строение Земли по его аномалиям. Если поле высот геоида разложить по сферическим функциям, то гармоники низшего порядка (2-4 порядка) отображают топографию границы ядро-мантия. Гармоники более высоких порядков (по мере возрастания), соответственно, отражают аномалии плотности в нижней мантии, верхней мантии и земной коре. Наиболее коротковолновые гармоники геоида (18-22 порядка) определяются, в основном, плотностными неоднородностями, обусловленными топографией дна океана.

Таким образом, модели высот геоида Мирового океана, построенные по данным спутниковых альтиметрических измерений, представляют собой прекрасный материал для изучения внутреннего строения Земли и рельефа дна океана. На рис.2.24 представлена одна из моделей высот геоида, отражающая рельеф дна Мирового океана. В малоисследованных районах такие модели отражают еще неоткрытые формы рельефа, подсказывая наиболее перспективные районы дальнейших исследований. Судовые исследования рельефа дна Мирового океана подтвердили существование неизвестных ранее абиссальных холмов, подводных хребтов и отдельных вулканических гор, выявленных по данным спутниковой альтиметрии. В настоящее время наиболее полная база данных по подводным горам Тихого океана, созданная на основе анализа данных спутниковой альтиметрии, содержит информацию о примерно 150 000 подводных гор высотой более 1 км.

Использование данных, полученных различными системами спутниковой альтиметрии, позволяет на значительной части акватории Мирового океана обеспечить определение

аномалий силы тяжести с точностью около 5 мГал и разрешением не хуже 20 км, т.е. в ряде случаев позволяет исключить необходимость выполнения трудоемкой и дорогостоящей площадной гравиметрической съемки в океанах и вполне может рассматриваться в качестве альтернативного источника информации для картографирования аномалий силы тяжести в масштабе 1:1000000 с сечением 10 мГал.

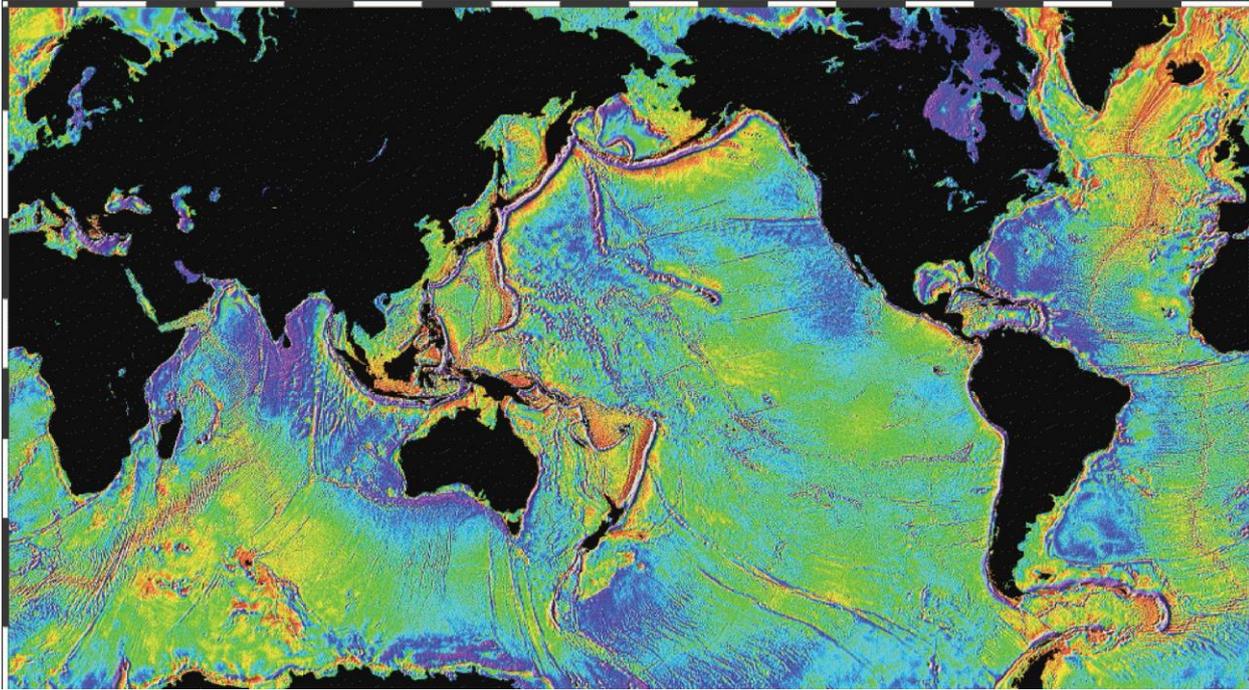


Рис.2.24. Карта рельефа дна Мирового океана, рассчитанного по данным спутниковой альтиметрии (Smith, Sandwell, 1994).

Исследования с применением спутниковой альтиметрии, в том числе – мониторинг положения поверхности Мирового океана, нашли также широкое применение при решении многих задач океанологии, гляциологии и климатологии.

2.2. Геологические методы

Простейшие методы и средства

На протяжении многих десятилетий исследований в океане геологическое опробование дна вели и продолжают вести с помощью дночерпателей, драг и грунтовых трубок.

Дночерпатель – это относительно несложное устройство, напоминающее грейфер, которое опускается на стальном тросе на дно в открытом состоянии и затем при подъеме закрывается, сохраняя внутри себя ненарушенный слой поверхностных осадков мощностью первые десятки сантиметров. Кроме дночерпателей грейферного типа, были разработаны коробчатые дночерпатели, позволяющие поднимать фрагменты морского дна с ненарушенной поверхностью площадью до первых квадратных метров.

Драга представляет собой отрезок металлической трубы большого диаметра с зубчатой передней кромкой, снабженный прочным сетчатым мешком (рис.2.25). Места драгирования и



Рис.2.25. Подъем драги на борт судна.

интервалы глубин пробоотбора, намечаются заранее, как правило, по данным геофизических исследований. При этом выбираются по возможности наиболее крутые уступы, лишённые осадочного чехла, где высока вероятность отбора коренных пород. Драга тащится на длинном тросе за судном на малом ходу по заранее намеченному маршруту и сдирает поверхностный слой осадков или коренные породы вместе с обитающими на них донными организмами и инородными включениями, такими, например, как материал ледового разноса.

Методика отбора геологических проб с применением драг и дночерпателей далека от совершенства. Часто ее справедливо сравнивают с попыткой исследования подобными средствами геологического строения Альп с борта вертолета, находящегося на высоте нескольких километров в условиях сплошной облачности. Тем не менее, с помощью этих простых приспособлений, которые до сих пор используются в океанографических исследованиях, были получены тысячи проб донных осадков и коренных пород практически со всех глубин, от нескольких десятков метров в прибрежной зоне до максимальных в глубоководных желобах.

Уже первые пробы показали, что осадки, покрывающие дно океана, не являются чем-то однородным, как это считалось ранее, а исключительно разнообразны по составу и имеют весьма сложную структуру.

Грунтовая трубка. Следующим шагом в исследовании океанского дна и его осадочного чехла стало применение в океанографических исследованиях прямооточных грунтовых трубок, которые позволяли в отличие от дночерпателей получать образцы не только поверхностных, как правило, современных, но и более древних осадков. Прямоточная грунтовая трубка представляет собой обычную стальную трубу, снабженную крышкой на верхнем конце и устройством для удержания осадка (так называемый ерш) на нижнем конце и утяжеленную цилиндрическими чугунными грузами. Трубка на стальном тросе с помощью лебедки с большой скоростью опускается на дно и за счет своего веса проникает в осадки. С помощью прямооточной ударной трубки удавалось поднять колонки грунта длиной до полутора – двух метров. Впервые прямооточная ударная грунтовая трубка была применена в экспедициях немецкого судна «Метеор» (1925 – 1927 гг.).

Со времени появления первой грунтовой трубки были разработаны различные ее модификации, в том числе поршневая грунтовая трубка, в которой колонка осадков «засасывается» в трубку при движении внутри нее поршня под действием натяжения троса и собственного веса трубки (рис.2.26). Поршневая грунтовая трубка была сконструирована Б. Кулленбергом в 1947 году и впервые применена в шведской океанографической экспедиции на судне «Альбатрос» (1947-1948 гг.). С помощью поршневых грунтовых трубок можно получить колонку осадков длиной до 15 – 20 м. В последние годы, благодаря усовершенствованной технологии удается достичь значительно

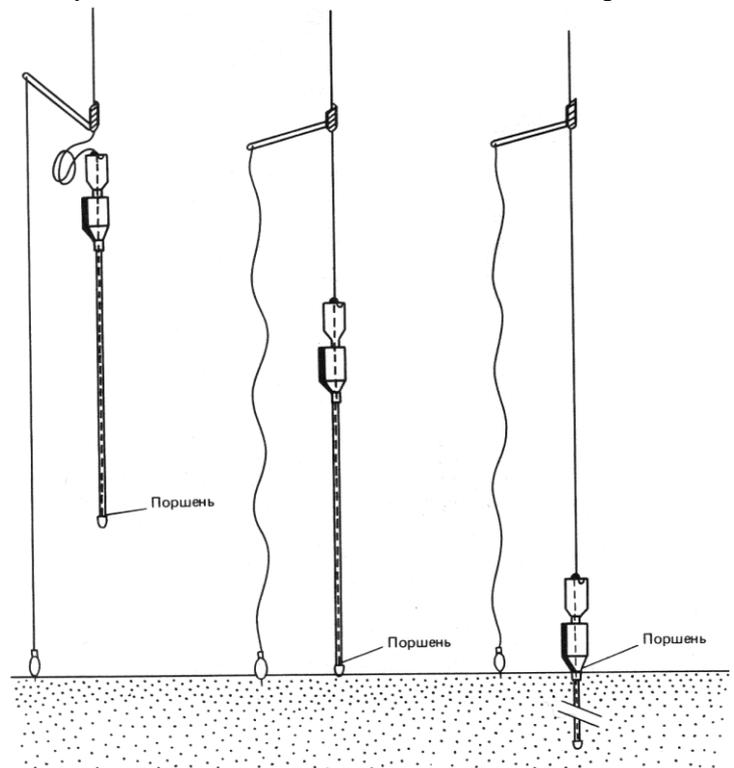


Рис.2.26. Схема применения поршневой грунтовой трубки.

благодаря усовершенствованной технологии удается достичь значительно

большого проникновения грунтовой трубки в осадки. Так французским ученым удалось получить в Индийском океане с помощью грунтовой трубки колонку осадков длиной более 50 м.

Опробование океанского дна с помощью грунтовых трубок позволило геологам заглянуть несколько глубже в историю развития океана. Тем не менее, полученная таким образом информация касалась осадков, возраст которых ограничивался, как правило, первыми десятками и сотнями тысяч лет, и, разумеется, не могла полностью удовлетворить геологов. Стало очевидным, что необходима новая технология изучения дна океана.

Глубоководное бурение

В конце 60-х годов XX века была открыта новая страница в изучении геологии дна океанов, которая продолжается до настоящего времени. В 1968 году буровое судно «Гломар Челленджер», построенное в США и специально оборудованное для бурения на больших глубинах, начало бурение своей первой скважины в Мексиканском заливе.

Для проведения бурения в глубоководных районах Мирового океана необходимо было решить ряд технических проблем, в том числе проблему позиционирования судна относительно скважины в условиях течений и ветрового дрейфа судна, а также проблему повторного вхождения буровой колонны в скважину после очередного подъема на борт судна полученного керна и смены бурового инструмента.

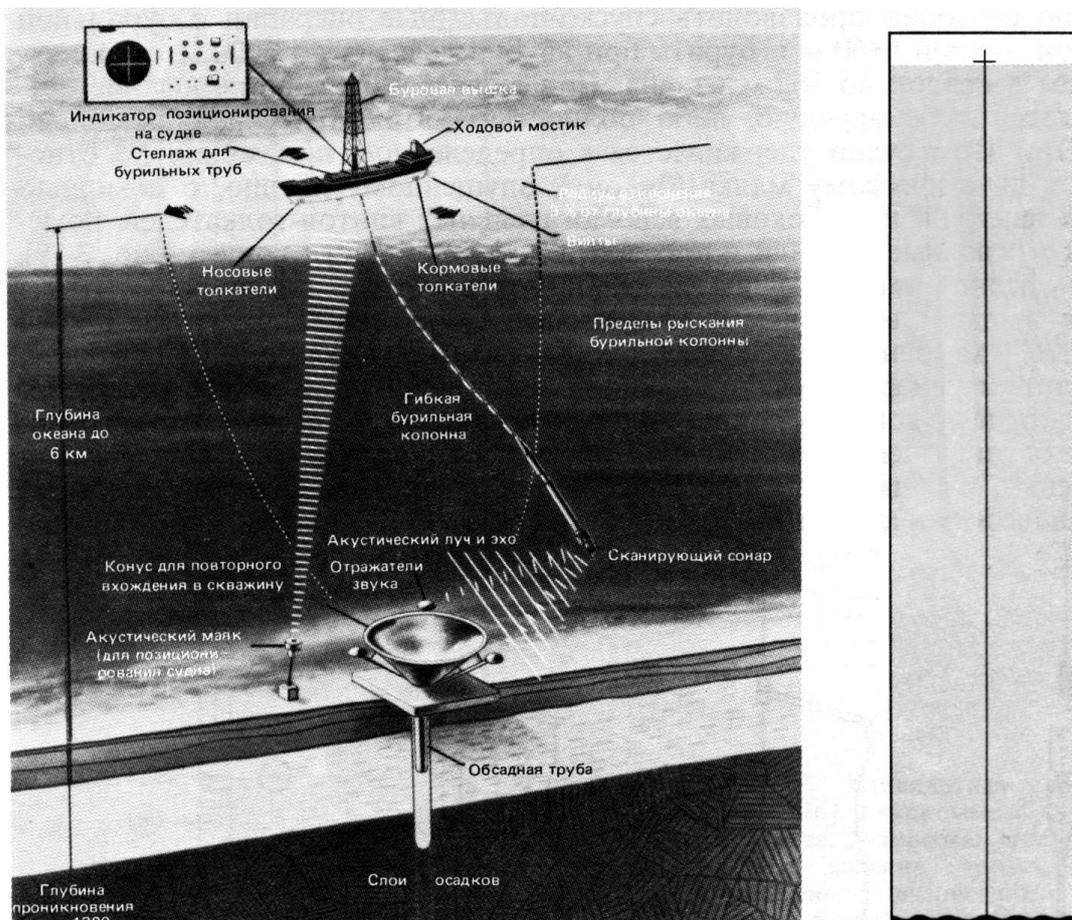


Рис.2.27. Схема динамического позиционирования судна «Гломар Челленджер».

В правой части рисунка приведены истинные соотношения размеров судна, буровой колонны и глубины океана.

Решение этих проблем проиллюстрировано на рис.2.27. Сохранение стабильного положения судна относительно скважины обеспечивается в автоматическом режиме системой динамического позиционирования с использованием активных рулей судна и акустических маяков, предварительно размещенных на дне в районе скважины. Повторное вхождение

буровой колонны в скважину стало возможным благодаря предварительному размещению в устье скважины достаточно широкой воронки (конуса) и оснащению этой воронки и буровой колонны акустическими маяками, позволяющими постоянно отслеживать положение конца буровой колонны относительно скважины и совершать необходимые маневры судна для попадания буровой колонны в воронку и, соответственно, в устье скважины.

Для осуществления буровых работ в Мировом океане был создан консорциум, получивший название «Объединение океанографических институтов по глубинному опробованию Земли» («Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling» – JOIDES), который вначале объединял несколько океанографических институтов США, а в настоящее время включает также многочисленные научные организации из других стран. Советский Союз был участником этого объединения в общей сложности около десяти лет, но по разным причинам дважды прекращал свое участие. Вначале работы велись в рамках Международного проекта глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project), а с 1985 года и до настоящего времени реализуются в рамках новой программы океанского бурения (Ocean Drilling Program). Она осуществляется с помощью более совершенного бурового судна «ДЖОИДЕС Резолюшн» («JOIDES Resolution») (рис.2.28), названного в честь парусника, на котором Джеймс Кук совершал кругосветные путешествия.

За прошедшие сорок с лишним лет в Мировом океане, а также во многих краевых и внутренних морях пробурены скважины, расположенные более чем в тысяче точек от 80° с.ш. до 70° ю.ш. (рис.2.29). В результате получены многие километры керна – проб осадочных и магматических пород, всестороннее изучение которых позволило выяснить геологическое строение дна океана и проследить историю его развития.

В течение первой фазы бурения главной задачей было достижение твердого фундамента как можно в большем числе районов. Опробование осадков в скважинах при этом проводили с большими перерывами. В течение нескольких лет в разных районах Мирового океана были пробурены сотни скважин, которые вошли в магматические породы фундамента. Изучение магматических и осадочных пород



Рис.2.28. Буровое судно «ДЖОИДЕС Резолюшн».

показало, что возраст океанской коры становится древнее по мере удаления от срединно-океанских хребтов в сторону окраинных частей океана.

Было установлено, что наиболее древние (среднеюрские) базальты фундамента развиты только по окраинам Атлантического и Тихого океанов. По направлению к срединным хребтам они становятся моложе и в их осевой части имеют современный возраст. Было также установлено, что океанские базальты достаточно разнородны по химическому составу и изотопному составу некоторых химических элементов (Rb, Sr, Nd и др.), что сви-

детельствовало о неоднородности источников базальтовых магм, расположенных в верхней мантии.

Эти сведения, несомненно, представляли значительный интерес, но все же наиболее значимые достижения глубоководного бурения связаны с изучением осадочного чехла океана. Одним из них явилась разработка детальных стратиграфических шкал – точно датированных последовательностей осадков в разрезе, которые позволяют восстановить ход геологических событий и коррелировать их между собой на больших расстояниях. Были разработаны детальные зональные шкалы по многим группам микроорганизмов с известковым, кремневым и органическим скелетом, которые позволили расчленять осадочный чехол на отрезки, отвечающие временным интервалам продолжительностью до нескольких сот тысяч лет.

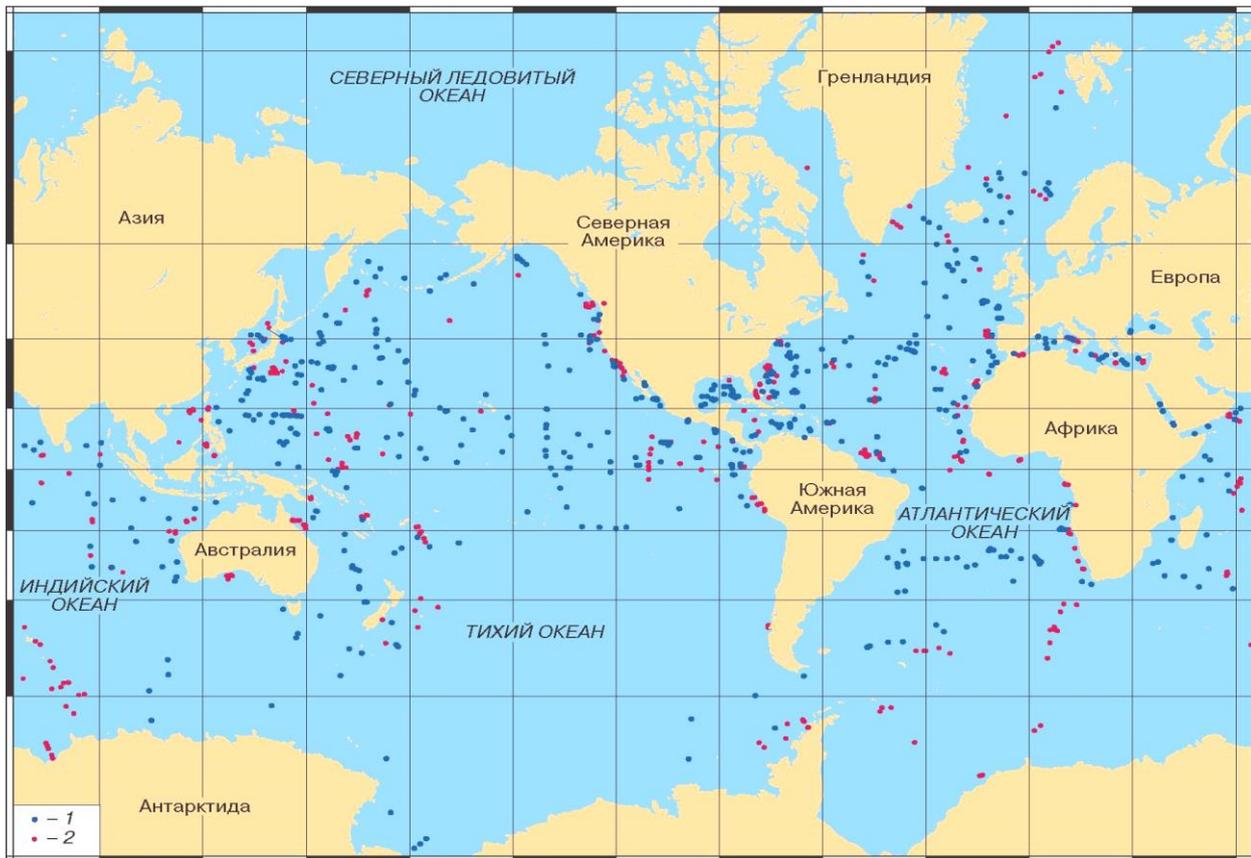


Рис.2.29. Карта точек бурения в океанах, пробуренных с судна «Гломар Челленджер» в 1968–1985 гг. (красные точки) и с судна «ДЖОИДЕС Резолюшн» в 1985-2010 гг. (синие точки) (Басов, 2011).

Применение стратиграфических шкал выявило исключительно сложное строение осадочных разрезов океана. Оказалось, что непрерывные разрезы осадков в океане представляют собой скорее исключение, а не правило, как это представлялось до начала глубоководного бурения. В большинстве случаев осадочные разрезы Мирового океана содержат перерывы в накоплении осадков, обусловленные активной циркуляцией придонных вод, продолжительностью от нескольких сот тысяч до нескольких миллионов и даже десятков миллионов лет. Вместе с тем анализ осадочных разрезов показывает, что в истории океана были периоды, когда циркуляция придонных вод в некоторых частях почти полностью прекращалась. Это приводило к появлению в придонном слое воды бескислородных условий и формированию на дне специфических черных сланцев с повышенным содержанием органического вещества.

Впечатляющие результаты получены также при реконструкции палеоклиматов Земли. В океанах их можно восстановить на основе изменений в составе микроорганизмов. При изучении керн глубоководных скважин выяснилось, что, что в момент роста раковин

бентосных фораминифер изотопный состав кислорода в них находился в равновесии с изотопным составом морской воды. То есть при потеплениях и таяниях континентальных ледников раковины обогащаются легким изотопом кислорода и, наоборот, при похолоданиях и росте ледников на континентах – тяжелым изотопом. Это позволило разработать надежный метод оценки климата прошлых геологических эпох. Особенно эффективен изотопно-кислородный метод при реконструкции изменений климата на протяжении последних 700 тыс. лет, для которых имеется четкий палеомагнитный критерий определения абсолютного возраста осадков по их прямой намагниченности, соответствующей палеомагнитной эпохе Брюнес. Для этого периода получена исключительно детальная палеоклиматическая кривая, которая повторяется в почти неизменном виде в разных районах Мирового океана.

Исследования с применением подводных обитаемых аппаратов

Кроме глубоководного бурения, о котором шла речь выше, следует отметить применение подводных обитаемых аппаратов (ПОА) при изучении современных геологических процессов и новых форм органической жизни на дне океана.

К числу первых морских экспедиций по геологическому изучению дна океана с применением подводных обитаемых аппаратов можно отнести исследования в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта (в 350 милях к юго-западу от Азорских о-вов) по франко-американскому проекту «ФАМОУС» («FAMOUS» - French American Mid Ocean Undersea Study), проведенные в период 1973-1974 гг.

К этому времени во Франции, США, Канаде, Японии и других странах уже существовали обитаемые аппараты, способные погружаться на различные, в том числе - максимальные глубины океана. Достаточно вспомнить погружение Жака Пикара в батискафе «Триест» в 1960 г. на дно Марианской впадины на глубину 10916 м. Однако многочисленные погружения этих аппаратов за редким исключением не были нацелены на решение конкретных геологических задач. В отличие от них, проект «ФАМОУС» был тщательно спланирован. Его выполнению предшествовали детальнейшие исследования с надводных судов в районе предполагаемых погружений. Сами погружения и работы глубоководных аппаратов осуществлялись с точной географической привязкой исследуемых объектов с применением радионавигационных и акустических технических средств.

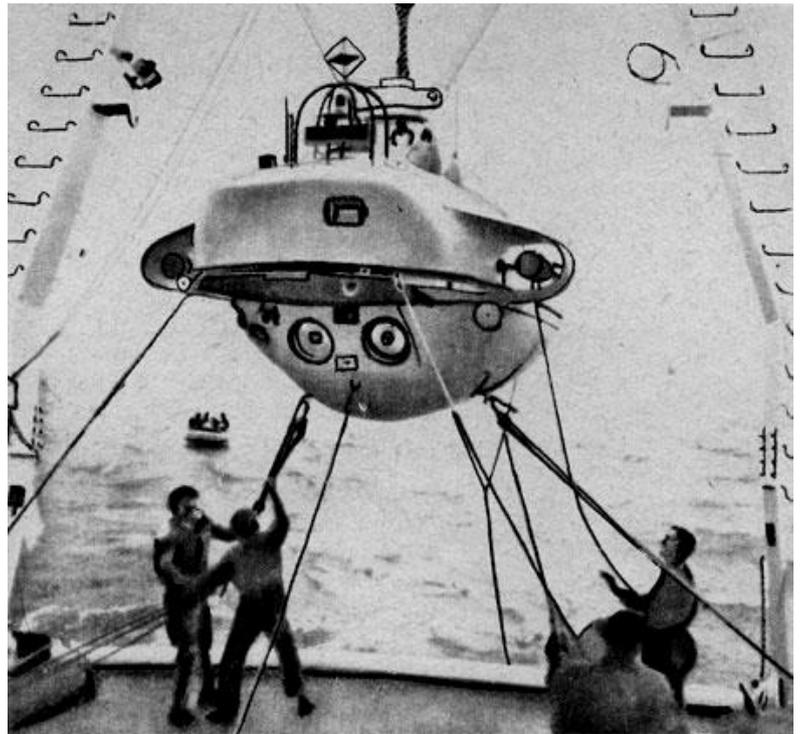


Рис. 2.30. Подводный обитаемый аппарат «Сиана» (SP-3000) перед погружением на дно Атлантического океана.

При выполнении работ по проекту «ФАМОУС» были использованы 2 французских аппарата (батискаф «Архимед» и аппарат «Сиана» типа «SP-3000» - «ныряющее блюдце», разработанный Ж.-И. Кусто, см. рис.2.30), и американский аппарат «Алвин». С применением

этих аппаратов в рамках проекта «ФАМОУС» было выполнено более 50 погружений в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. В 167 различных пунктах были собраны образцы горных пород общим весом более 2 тонн, точно охарактеризованных в отношении геологической обстановки.

В результате, впервые были изучены новейшие и современные структуры морского дна, связанные с дивергентной границей между Африканской и Американской литосферными плитами, получены убедительные свидетельства современных процессов гидротермального минералообразования в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта.

В 1960-1970 гг. одновременно в разных странах было построено несколько ПОА с предельными глубинами погружения 2000-3000 м. В нашей стране на протяжении 10 лет проводились исследования с ПОА «Пайсис» канадской постройки (рис.2.31). Работы ПОА «Пайсис» начались с изучения дна озера Байкал в 1977 г. Затем они участвовали в серии рейсов (в основном геологических) по изучению рифтовых зон океана, ущелий и кратеров подводных вулканов на глубинах до 2000 м. Такие малые глубины редко встречаются в глобальной системе срединно-океанских хребтов. Тем не менее, с использованием этих аппаратов были исследованы хребты Рейкьянес и Гуаймас, Аденский и Калифорнийский заливы, Красноморский рифт.



Рис.2.31. Подводный обитаемый аппарат «Пайсис».

Несколько позже были созданы отечественные аппараты других типов, среди которых особенно удачным оказался ПОА «Аргус», совершивший более 700 погружений до глубин 600 м.

Наиболее совершенными подводными обитаемыми аппаратами, рассчитанными на глубины до 6000 м, в настоящее время являются глубоководные обитаемые аппараты «Мир». Эти аппараты были построены в Финляндии на фирме «Rauma-Repola» в 1987 году. Аппараты создавались под научно-техническим руководством ученых и инженеров Института Океанологии АН СССР им. П.П. Ширшова. Аппараты установлены на судне обеспечения «Академик Мстислав Келдыш». Фотография ГОА «Мир» во время спуска на воду с борта этого судна приведена на рис.2.32, а его конструкция и основные характеристики на рис.2.33.



Рис.2.32. Спуск на воду глубоководного обитаемого аппарата «Мир» с борта НИС «Академик Мстислав Келдыш».

В период 1987-2005 гг. было проведено 35 экспедиций с применением ГОА «Мир», в которых под руководством А.М. Сагалевича и И.С. Черняева проведен обширный комплекс научных исследований в различных районах Атлантического и Тихого океанов, характеризующихся гидротермальной активностью на дне. Это районы Срединно-Атлантического хребта (САХ), районы Лао и Манус в юго-западной части Тихого океана, вулканы Пийпа в Беринговом море и Лоихи в районе Гавайских островов, залив Монтерей, район Гуаймас в Калифорнийском заливе, Восточно-Тихоокеанское поднятие. В этих районах обследованы большие площади дна океана с признаками современной гидротермальной активности, в том числе участки дна, сложенные полиметаллическими рудами.

Оказалось, что активные гидротермальные проявления на дне океана (получившие название «черные курильщики»), выносящие горячие флюиды из недр океанической коры, окружены гигантскими геологическими постройками, сложенными сульфидами металлов, содержащими высокий процент железа, марганца, никеля, меди, цинка, кобальта и других металлов.

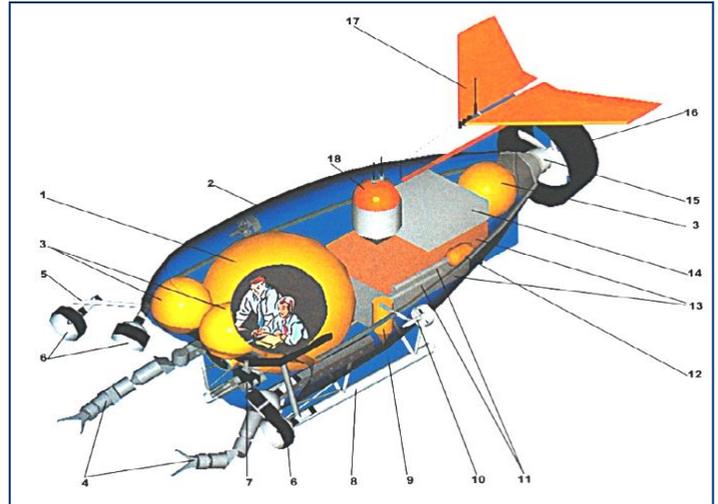


Рис.2.33. Конструкция глубоководного обитаемого аппарата «Мир» (Сагалевич, 2002).

Глубина погружения 6000 м., экипаж 3 чел., скорость 5 узлов, вес 18,6 т., размеры 7,8 x 3,2 x 3,0 м.

1 - обитаемая сфера; 2 - легкий корпус; 3 - балластные сферы; 4 - манипуляторы; 5 - выдвижные приборные штанги; 6 - мощные светильники; 7 - теле-, фотокамеры на поворотном устройстве; 8 - опорные лыжи; 9 - бункер с никелевой дробью (аварийный балласт); 10 - боковой двигатель; 11 - насос высокого давления для откачивания водяного балласта; 12 - гидравлическая станция с электроприводом; 13 - боксы с аккумуляторами 120 вольт; 14 - боксы с аккумуляторы 24 вольта; 15 - главный двигатель; 16 - насадка главного двигателя; 17 - крыло; 18 - аварийный буй.

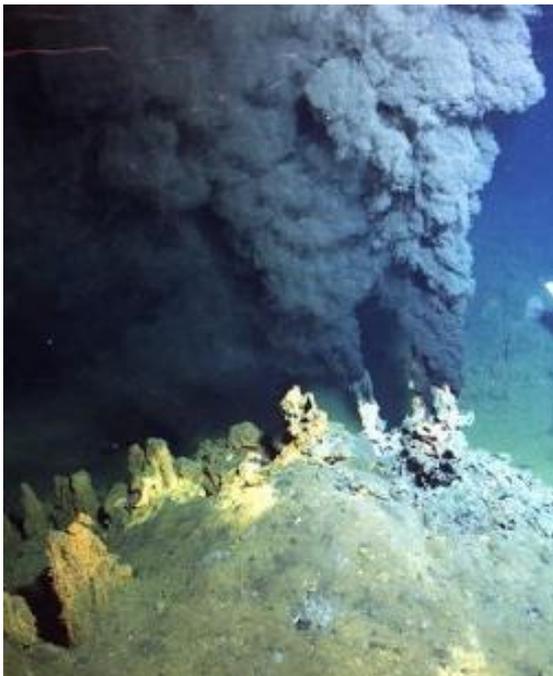


Рис.2.34. Черные курильщики на гидротермальном поле Рэйнбоу (Срединно-Атлантический хребет).



Рис.2.35. Вестиментиферы и моллюски на гидротермальном поле в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия

Фотография «черного курильщика» на гидротермальном поле Рэйнбоу в пределах Срединно-Атлантического хребта приведена на рис.2.34.

В процессе погружений ГОА «Мир» исследован уникальный животный и растительный мир в зонах современной гидротермальной разгрузки, рождение и жизнь которого связаны с бактериальным хемосинтезом при полном отсутствии солнечного света. Это явление получило название хемобиоз. На рис.2.35 показаны вестиментиферы и моллюски – типичные представители этой уникальной экосистемы.

На геотермальных полях дна океана распространены также «белые курильщики», постройки которых обычно сложены ангидритом или кальцитом. Температура поступающего из них флюида меньше, чем у «черных курильщиков». Незначительно и содержание сульфидов металлов. Поэтому не наблюдаются и «черные дымы». Дно в районе этих геотермальных образований, как правило, бронировано отложениями гипса или кальцита.

На рис.2.36 приведена фотография, иллюстрирующая отбор образца ангидритовой трубы активного «белого курильщика», обнаруженного с борта глубоководного обитаемого аппарата «Мир» на вершине подводного вулкана Пийпа (в Командорской котловине Берингова моря).

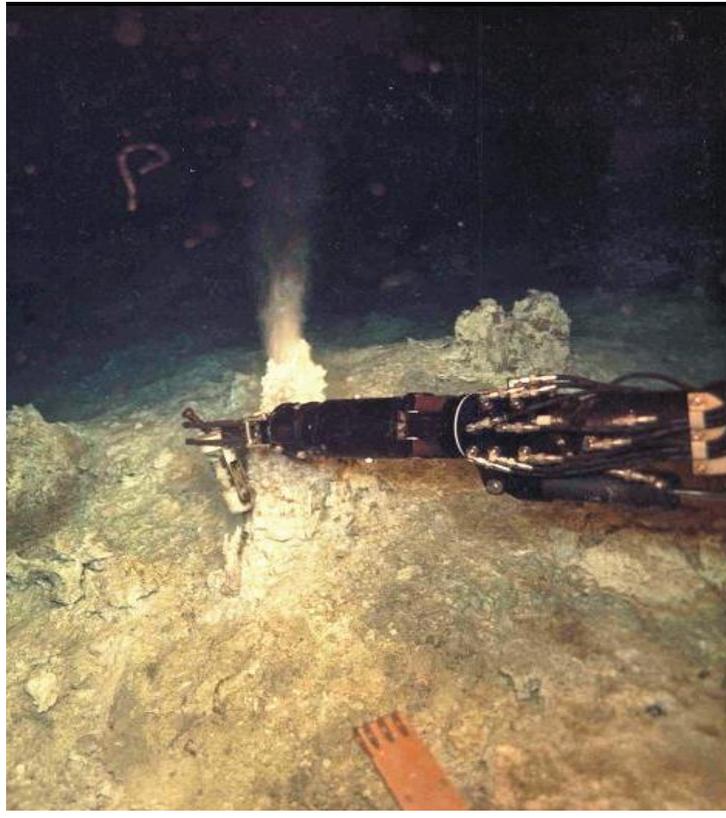


Рис.2.36. Отбор образцов постройки «белого курильщика» манипулятором ГОА «Мир» на подводном вулкане Пийпа (Берингово море).

Глава 3. ОКЕАНЫ И КОНТИНЕНТЫ

Все небесные тела по их массе можно разделить на 3 типа:

- астероиды – $<10^{17}$ т;
- планеты – 10^{17} - 10^{26} т;
- звезды $>10^{26}$ т.

Согласно законам физики, любая замкнутая система стремится к минимуму потенциальной энергии. Форма космических тел в соответствие с этим законом должна стремиться к шарообразной. Но это возможно только в случае, если собственное гравитационное поле создаст напряжения, превышающие прочность пород, слагающих космическое тело. Такая напряженность гравитационного поля достигается лишь при массе тел, превышающих 10^{17} т. До этого предела тела могут сохранять свою первозданную, часто остроугольную форму миллиарды лет, что соответствует понятию – астероид.

Если масса тела превышает 10^{17} т, то в нем под действием сил гравитации возникают напряжения, превышающие предел прочности горных пород, и они постепенно приобретают формы, соответствующие минимальной потенциальной энергии, т.е. форму, близкую к шарообразной. Кроме того, в этих телах начинают происходить процессы перемещения вещества: более тяжелые компоненты под действием гравитации постепенно перемещаются ближе к центру масс, т.е. к центру шара, а более легкие занимают верхние оболочки. Это явление называется гравитационной дифференциацией вещества. Оно сопровождается выделением большого количества тепла, разогревающего недр небесного тела. Такие небесные тела относятся к планетам.

Наконец, если масса небесного тела превысит 10^{26} т., в его недрах под действием сил гравитации создаются не только высокие температуры, но и давления, приводящие к возникновению термоядерных реакций. Колоссальная энергия, выделяющаяся в результате термоядерного синтеза, разогревает недра таких небесных тел до температур в миллионы градусов, а поверхность – до нескольких тысяч градусов. Такие небесные тела называются звездами.

Масса Солнца составляет около $2 \cdot 10^{27}$ т., т.е. это типичная звезда. Масса Земли – около $5.958 \cdot 10^{21}$ т, что соответствует планетам. Для сравнения, масса крупнейшей планеты Солнечной системы – Юпитера, составляет около $1.9 \cdot 10^{24}$ т., т.е. Юпитеру не хватило около двух порядков по величине массы, чтобы стать еще одной звездой Солнечной системы.

3.1. Размеры и форма Земли

Под действием гравитации Земля стремилась принять фигуру, соответствующую минимальной потенциальной энергии, т.е. близкую к шарообразной. Однако, за счет вращения вокруг своей оси, под действием центробежной силы Земля приобрела форму, которая в первом приближении соответствует эллипсоиду вращения.

Установлено, что скорость вращения Земли вокруг своей оси в геологическом прошлом была больше современной. Соответственно, иначе выглядел и эллипсоид вращения, аппроксимирующий фигуру Земли. На рис.3.1 приведены параметры эллипсоида вращения (экваториальный и полярный радиусы и сжатие эллипсоида), соответствующие современной скорости вращения Земли.

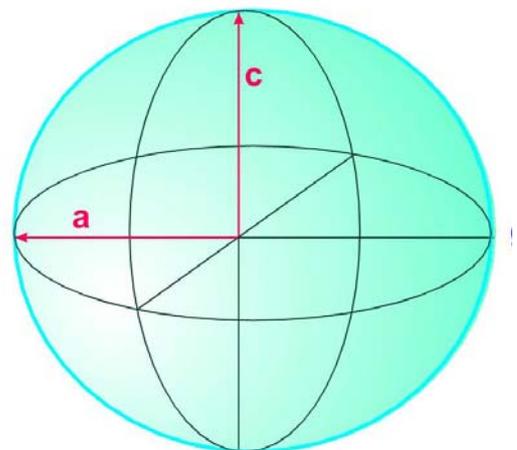


Рис.3.1. Эллипсоид вращения, аппроксимирующий фигуру Земли:
 $a = 6378.245$ км (экваториальный радиус);
 $c = 6356.863$ км (полярный радиус);
 $(a - c) / a = 1 / 298.25$ (сжатие эллипсоида).

Любое тело, обладающее массой, имеет собственное гравитационное поле. Основной характеристикой гравитационного поля является *гравитационный потенциал*, который для данной точки поля численно равен энергии, которую нужно затратить для перемещения единичной массы из данной точки в бесконечность, т.е. однозначно зависит от потенциальной энергии единичной массы в данной точке гравитационного поля.

Гравитационное поле любого материального тела, в том числе и Земли, принято характеризовать поверхностями с равными значениями гравитационного потенциала (равными значениями потенциальной энергии), называемых *уровневыми поверхностями*. Одна из уровневых поверхностей Земли, совпадающая с невозмущенной поверхностью Мирового океана и ее продолжение под континентами соответствует понятию *геоид*. От поверхности геоида идет исчисление высот рельефа земной поверхности. Осредненная фигура геоида практически совпадает с эллипсоидом вращения, характеризующим первое приближение фигуры Земли, отличаюсь от него не более чем на первые десятки метров (рис.3.2).

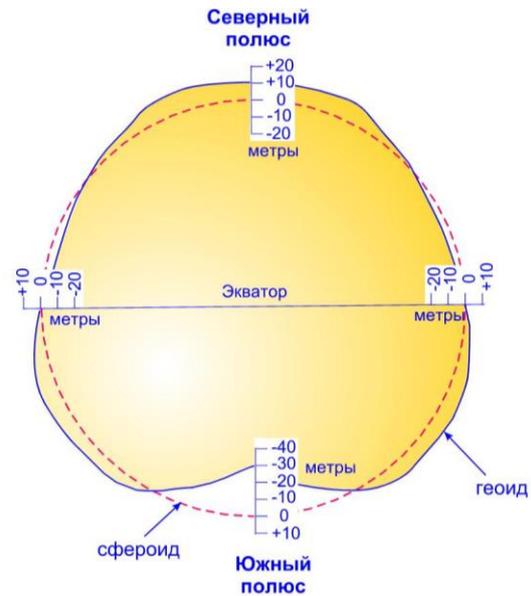


Рис.3.2. Осредненная фигура геоида.

Более детальная карта отклонений геоида от эллипсоида вращения свидетельствует о достаточно сложной структуре геоида и наличии сравнительно высокоамплитудных региональных аномалий (рис.3.3). Так, наиболее значительные отрицательные аномалии наблюдаются у южного окончания полуострова Индостан (до -112 м) и западнее Калифорнии (до -56 м), максимальные положительные аномалии – в районе Новой Гвинеи ($+78$ м) и в Северной Атлантике ($+68$ м).

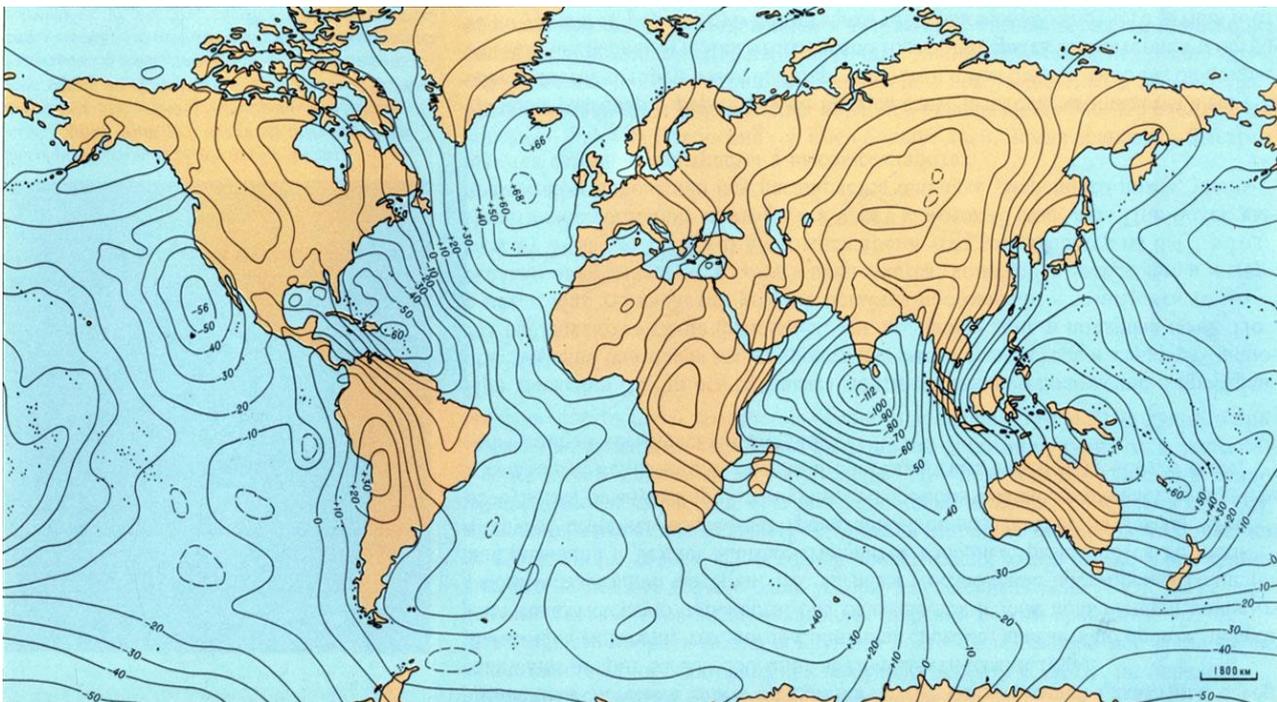


Рис.3.3. Карта отклонений геоида от эллипсоида вращения (в метрах).

Отклонения геоида от эллипсоида вращения связано с плотностными неоднородностями и современными геодинамическими процессами внутри Земли.

Методами спутниковой альтиметрии выявлены и более мелкие неровности геоида, амплитудой от нескольких сантиметров до долей метра, которые связаны с плотностными неоднородностями, обусловленными рельефом дна океана.

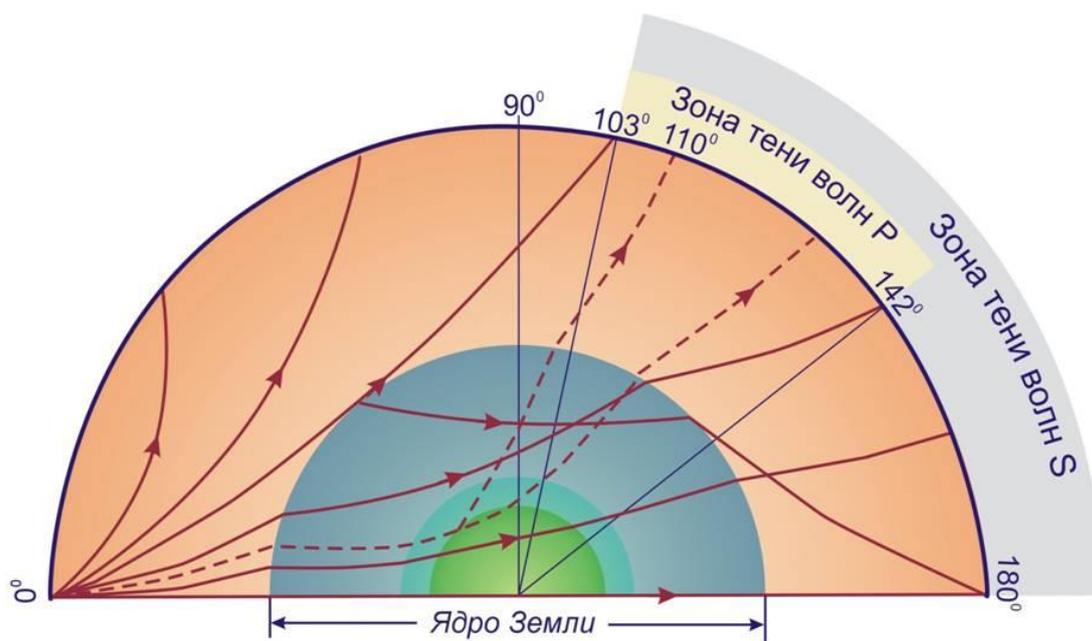
3.2. Внутреннее строение Земли

Наши представления о строении и составе внутренних оболочек Земли основаны на знаниях об их плотности и скорости сейсмических волн.

На основе данных о размерах, форме, массе и моменте инерции средняя плотность нашей планеты оценивается в 5.5 г/см^3 , в то время, как средняя плотность горных пород на поверхности Земли составляет около 2.7 г/см^3 , что указывает на значительное увеличение плотности вещества Земли с глубиной.

Почти вся информация о строении Земли глубже нескольких километров получена на основе анализа геофизических, в основном, сейсмологических данных. Изучение распространения сейсмических волн позволило получить сведения о положении границ раздела внутри Земли, изучить упругие свойства разделяемых ими слоев и природу вещества, слагающего внутренние части планеты.

В 1914 году немецкий сейсмолог Бено Гутенберг на основе анализа особенностей распространения продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн внутри Земли (рис.3.4) пришел к выводу о существовании на глубине 2900 км границы, разделяющей недра Земли на части не только с резко различными физическими свойствами, но и различным фазовым состоянием. Эта граница, названная границей Гутенберга, разделяет твердую мантию и жидкое (внешнее) ядро Земли. В 1936 году датским сейсмологом Инге Леманн на основе анализа сейсмологических данных было открыто внутреннее (твердое) ядро Земли, кровля которого залегает на глубине около 5000 км.



3.4. Схема распространения сейсмических волн внутри Земли (Ботт, 1974).

Несколько раньше, в 1909 году, хорватский сейсмолог Андрей Мохоровичич выявил резкое увеличение скоростей продольных сейсмических волн с глубиной (от 6 – 7 до 8 – 8.2 км/с) в приповерхностной оболочке Земли. Граница раздела, соответствующая этому пе-

репаду скоростей, получила название границы Мохоровичича (границы «Мохо» или границы «М»), которая соответствует подошве земной коры.

К настоящему времени разработано несколько моделей внутреннего строения Земли, различающихся в деталях. Все они основаны на уточнении и детализации модели, составленной К.Е. Булленом в 60-х годах прошлого века. Для дальнейшего изложения мы воспользуемся именно этой моделью, явившейся основой для всех последующих вариантов.

На рис.3.5 представлена схема внутреннего строения Земли и физических свойств ее оболочек - скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн, плотности и предполагаемой температуры. Рассмотрим несколько подробнее строение и физические свойства оболочек Земли на основе существующих представлений.

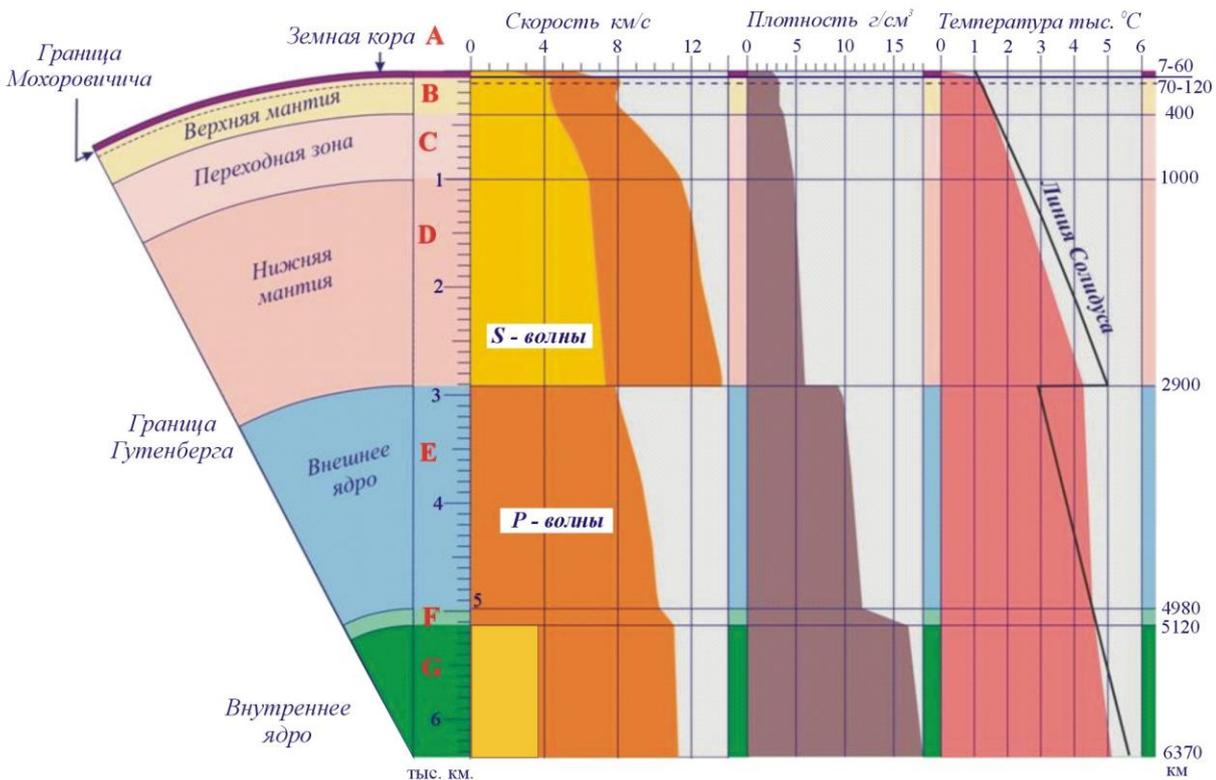


Рис.3.5. Схема внутреннего строения Земли (по К.Е. Буллену, с дополнениями автора).

Земная кора. Самая верхняя оболочка Земли – земная кора (слой А на рис.3.5). Ее подошвой, как уже отмечалось, является граница Мохоровичича. Структура, мощность, состав и возраст земной коры под континентами и океанами существенно различны. На континентах средняя мощность земной коры составляет 35-40 км, увеличиваясь до 60-70 км под крупными горными сооружениями. Континентальная кора сложена, в основном, метаморфическими и осадочными породами различного возраста. Возраст наиболее древних участков континентальной коры измеряется миллиардами лет.

В океанах мы имеем совершенно иную ситуацию. Подошва земной коры (граница Мохоровичича) здесь залегает на глубине 5-7 км под дном, а возраст пород колеблется от современных до верхнеюрских, т.е. возраст наиболее древних пород океанической коры не превышает 160-170 млн. лет. Строение океанической коры определяется магматическими породами основного состава и сравнительно маломощным чехлом осадков. Плотность горных пород как континентальной, так и океанской земной коры постепенно возрастает вниз по разрезу от 1.8 – 2.5 г/см³ в верхних горизонтах, до значений порядка 2.8 – 3.1 г/см³ у ее подошвы (над границей Мохоровичича). Аналогичным образом, изменяются и скорости распространения сейсмических волн: для продольных волн – от 2 – 2.5 км/с у поверх-

ности Земли до 6.8 – 7.2 км/с над границей Мохоровичича, для поперечных, соответственно, – от 1.2 – 1.5 до 3.5 – 4.0 км/с.

Температура земной коры возрастает с глубиной. Средний температурный градиент в верхней части земной коры по данным изучения в скважинах составляет около 33 °С/км. Сведения о возможных температурах и градиентах температур в более глубоких горизонтах земной коры и Земли в целом основаны на косвенных данных, согласно которым с глубиной температурный градиент становится значительно меньше из-за увеличения теплопроводности горных пород и проявлением, наряду с кондуктивным, других механизмов теплопереноса (лучевого и конвективного).

Мантия Земли. Мантия заключена между подошвой земной коры (границей Мохоровичича) и ядром Земли, кровля которого (граница Гутенберга) залегает на глубине около 2900 км от поверхности Земли. Мантия включает в себе две трети массы Земли и 84% ее объема. Судя по косвенным признакам, мантия состоит преимущественно из оливина, пироксена и, в зависимости от давления (глубины), содержит некоторые алюмосиликаты (полевые шпаты, шпинели, гранаты типа альмандин, гроссуляр, пироп, и т.п.). Эти минеральные ассоциации, взятые вместе, позволяют считать породы мантии по составу близкими к ультраосновной породе – *перидотиту*.

Согласно модели К.Е. Буллена, мантия Земли условно разделена на три оболочки (слоя) – *B*, *C* и *D* (рис.3.5), несколько различающихся по физическим свойствам.

Слой B – верхняя мантия. Простирается от границы Мохоровичича до глубины порядка 400 км. Непосредственно под границей Мохоровичича в верхней мантии наблюдается увеличение скоростей распространения сейсмических волн (до 8.0 – 8.2 км/с для продольных и до 4.1 – 4.3 км/с для поперечных волн). Однако, начиная с глубин порядка 100 – 120 км, тенденция увеличения скоростей сейсмических волн с глубиной исчезает. Более того, в отдельных районах наблюдается некоторое снижение значений этих параметров. Зону снижения скоростей сейсмических волн в верхней мантии, называемой волноводом, связывают с приближением температуры пород к точке плавления (1100-1200 °С) при существующем давлении, т.е. с частичным плавлением наиболее легкоплавких минералов пород верхней мантии. Для наблюдаемого изменения скоростей сейсмических волн достаточно, чтобы около 1% минералов, слагающих породы верхней мантии, под влиянием высоких температур перешли в жидкое состояние, образуя жидкую пленку, обволакивающую более тугоплавкие минеральные зерна, и тем самым заметно снижая вязкость и скорости сейсмических волн. Плотность пород верхней мантии с глубиной меняется незначительно, от 3.5 до 3.7 – 3.8 г/см³.

Слой C – переходная зона. Заключен в диапазоне глубин от 400 до 1000 км. Характеризуется весьма быстрым увеличением с глубиной плотности (от 3.8 до 5.0 г/см³) и скоростей сейсмических волн (от 8.1 до 11 км/с – для продольных, и от 4.3 до 6.5 км/с – для поперечных волн). Такое заметное изменение физических свойств связывают с фазовыми переходами ряда минералов под воздействием высоких давлений. Эти переходы характеризуются увеличением плотности и упругих свойств минералов за счет более плотной кристаллической структуры без изменения их химического состава. Так, на глубинах 350-400 км происходит фазовый переход оливин – β-фаза оливина, на глубинах 500-650 км – фазовый переход β-фаза оливина – шпинель – постшпинель. В широком диапазоне глубин, в зависимости от содержания окиси алюминия, проходят фазовые минеральные переходы плагиоклаза с образованием более плотных гранатов.

Слой D – нижняя мантия. Залегает в диапазоне глубин от 1000 до 2900 км от поверхности Земли. Нижняя мантия подстилается границей Гутенберга, разделяющей мантию и ядро Земли. Нижняя мантия характеризуется медленным ростом скоростей сейсмических волн и плотности пород с глубиной. Скорость продольных волн возрастает от 11 до 13.7 км/с, поперечных – от 6.5 до 7.3 км/с. Плотность горных пород нижней мантии увеличивается

от 5 г/см^3 в ее кровле до 6 г/см^3 у подошвы (над границей Гутенберга). Предполагается, что возрастание плотности и скоростей сейсмических волн с глубиной здесь связаны с увеличением давления и продолжающимися фазовыми переходами минералов.

Ядро Земли. Ядро Земли – это ее часть, находящаяся глубже границы Гутенберга, т.е. то, что находится между центром Земли и отметкой около 2900 км от ее поверхности. Предполагается, что ядро Земли состоит из раствора железа, никеля и серы, возможно, с участием кремния, кислорода и водорода. Т.е. ядро Земли отличается от вышележащей мантии не только по физическим свойствам, но и по химическому составу.

Согласно модели К.Е. Буллена, ядро Земли условно разделено на 3 части (слоя): *E* – внешнее ядро, *F* – переходная зона, *G* – внутреннее ядро.

Слой E – внешнее ядро. Залегает в диапазоне глубин от 2900 до 4980 км от поверхности Земли. По сейсмологическим данным внешнее ядро не пропускает поперечные волны и поэтому считается жидким. Скорость продольных волн во внешнем ядре резко уменьшается: от 13.7 км/с (в нижней мантии) до примерно 8 км/с (под границей Гутенберга). Плотность вещества внешнего ядра, по сравнению с мантией, напротив, резко возрастает от 6 г/см^3 (в нижних частях мантии) до 10 г/см^3 (под границей Гутенберга). С увеличением глубины плотность вещества внешнего ядра и скорость продольных волн постепенно увеличиваются, достигая с приближением к слою *F* значений порядка 11.5 г/см^3 и 10 км/с, соответственно.

Слой F – переходная зона. Заключен в диапазоне глубин 4980 – 5120 км от поверхности Земли. Является зоной постепенного перехода от внешнего жидкого к внутреннему твердому ядру. К подошве слоя плотность и скорость продольных волн возрастают, соответственно, до 16.5 г/см^3 и 11 км/с. Возрастает и вязкость вещества, которая с приближением к внутреннему ядру достигает значений, близких к величине порядка 10^{14} Пуаз.

Слой G – внутреннее ядро. Включает вещество земных недр, залегающее глубже 5120 км от поверхности Земли. Внутреннее ядро было открыто в 1936 году датским сейсмологом Инге Леманн на основе анализа сейсмологических данных. Ею было показано, что агрегатное состояние вещества внутреннего ядра – твердое, и в нем распространяются поперечные сейсмические волны. К настоящему времени известно, что скорость поперечных волн во внутреннем ядре составляет около 3.7 км/с, скорость продольных волн меняется от 11 км/с в кровле внутреннего ядра до 11.5 км/с в центре Земли, а плотность вещества, соответственно, от 16.5 до 18 г/см^3 .

3.3. Реологическая модель Земли

Кроме сейсмической и плотностной моделей Земли, большое значение для понимания геодинамических процессов представляют сведения о вязкости (или жесткости) вещества Земли, т.е. о его реологических свойствах.

Реологические свойства Земли двояки. С одной стороны, фигура Земли соответствует равновесному эллипсоиду вращения жидкого тела, с другой стороны, факт прохождения через мантию поперечных сейсмических волн с периодами до нескольких секунд говорит о ее эффективной жесткости по отношению к кратковременным механическим воздействиям. Совместить эти данные можно лишь в одном случае, считая, что вещество Земли ведет себя как очень вязкая жидкость. При кратковременных нагрузках у таких веществ проявляются свойства упругих, и даже хрупких тел, а при длительных воздействиях – свойства очень вязкой жидкости.

Реологические свойства вещества Земли при кратковременных механических воздействиях оцениваются по скорости распространения поперечных волн, которая весьма чувствительна к изменениям вязкости. Наибольший интерес представляют реологические свойства земных недр до глубин 600-700 км, контролирующих глобальные и региональные геодинамические процессы. На рис.3.6 представлены скорости распространения попереч-

ных сейсмических волн в горных породах в этом диапазоне глубин, которые, соответственно, дают представления об изменениях их реологических свойств.

Реологические свойства вещества характеризуются его вязкостью (или жесткостью). Единица измерения вязкости в системе СИ – $1 \text{ Н}\cdot\text{с}/\text{м}^2 = 1 \text{ Па}\cdot\text{с}$, а в системе СГС – $1 \text{ Пуаз (П)} = 1 \text{ дин}\cdot\text{с}/\text{см}^2$. $1 \text{ Па}\cdot\text{с} = 10 \text{ П}$. В дальнейшем изложении используются единицы измерения вязкости в системе СГС, т.е. в Пуазах (П).

Верхняя реологическая оболочка Земли – *литосфера*. Литосфера включает земную кору и часть верхней мантии. Это очень жесткая оболочка. Она отличается исключительно высокими значениями вязкости, которая оценивается величинами порядка $10^{23} - 10^{24}$ П.

Для сравнения: вязкость воды – 10^{-2} П, жидкой базальтовой лавы – 10^5 П, льда – 10^{13} П, каменной соли – 10^{18} П.

Мощность литосферы под океанами и континентами различна. Под океанами мощность литосферы, в зависимости от ее возраста, колеблется в широких пределах: от нескольких километров в осевых зонах срединно-океанских хребтов, до 100-120 км по периферийным частям океанов. Под континентами мощность литосферы возрастает. Наибольшей мощности (до 200 – 250 км и более) литосфера достигает под древними участками континентов (кратонами).

Литосфера подстилается *астеносферой* – реологической оболочкой Земли, которая отличается от литосферы пониженными значениями вязкости. Вязкость астеносферы оценивается величиной порядка $10^{19} - 10^{20}$ П, т.е. на 4 – 5 порядков меньше, чем в литосфере. Астеносфера простирается от подошвы литосферы до глубин порядка 650 км, при этом минимальные значения вязкости предполагаются до глубин около 400 км.

Астеносфера, в отличие от литосферы, не обладает пределом прочности и ее вещество способно к течению даже при малых избыточных давлениях. Этим обеспечивается изостатическое равновесие литосферы – при возрастании на нее нагрузок и погружении происходит отток астеносферы на глубине и ее нагнетание в соседние области.

Астеносфера подстилается *мезосферой*, простирающейся до внешнего ядра и составляющей основной объем планеты. Для мезосферы предполагаются значения вязкости в пределах $10^{22} - 10^{25}$ П, постепенно возрастающие с глубиной.

Ниже мезосферы залегает земное ядро, которое, как отмечалось, делится на внешнее (жидкое), внутреннее (твердое) и переходную зону между ними. По ряду косвенных данных значение вязкости вещества внешнего (жидкого) ядра предполагается в пределах $1 - 10^{-1}$ П. В переходной зоне, соответствующей слою *F* (рис.3.5), вязкость вещества с глубиной увеличивается, достигая на границе с внутренним ядром значений порядка 10^{14} П, характерных также и для внутреннего ядра. Скорость поперечных волн во внутреннем ядре оценивается величиной порядка 3.7 км/с.

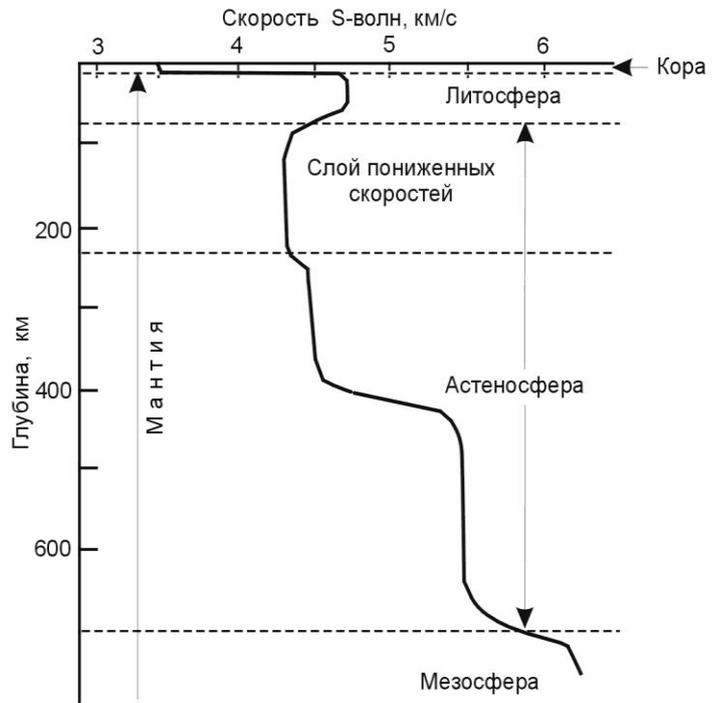


Рис.3.6. Скорости поперечных волн в литосфере и астеносфере (Dewey, 1972)

3.4. Изостазия и рельеф земной поверхности

Данные о том, что вес горного сооружения компенсируется более легкими массами на глубине, были получены еще в середине XVIII века. В 1749 году П. Бургер, проанализировав результаты геодезических измерений у подножия Анд в Южной Америке, обнаружил, что угол отклонения отвеса от вертикали значительно меньше того, который должны создавать массы этой горной системы. Первоначально это явление объяснялось снижением плотности пород под горными хребтами в результате их разогрева. Позднее, в середине XIX века аналогичные расхождения были обнаружены при проведении геодезических съёмок в предгорьях Гималаев под руководством английского геодезиста Дж. Эвереста.

В 1855 году английский астроном Дж. Б. Эри для объяснения этого расхождения предположил, что однородная по плотности земная кора тем глубже погружается в подстилающую мантию, чем больше толщина коры, т.е. чем больше возвышение гор, тем глубже уходят их корни (рис.3.7а).

Английский учёный Ф. Пратт в 1858 году предложил схему, в которой дополнительный вес гор компенсируется изменением плотности пород земной коры, при этом подошва коры плоская (рис.3.7б).

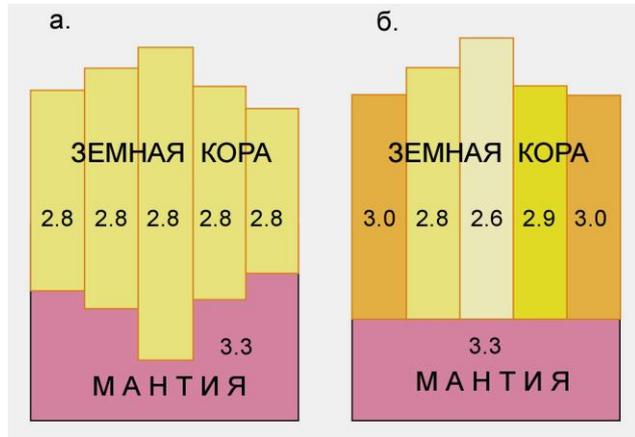


Рис. 3.7. Изостатические модели по Дж. Эри (а) и Ф. Пратту (б). Цифры – плотность в г/см³.

В обеих моделях кора плавает в вязкой мантии в соответствии с законом Архимеда, т.е. находится в состоянии гидростатического равновесия. Глубинные геофизические исследования показали существенное увеличение мощности земной коры под горными системами, т.е. реальное существование корней гор, что предполагалось в изостатической модели Эри. Однако более мелкие, локальные формы рельефа не находили соответствующего выражения в геометрии границы Мохоровичича.

В начале XX века по данным сейсмологии было показано, что часть верхней мантии, подстилающей земную кору (литосферная мантия), обладает высокой жесткостью и локальные поверхностные нагрузки могут длительное время поддерживаться за счёт этого свойства и не отражаться в геометрии границы Мохоровичича.

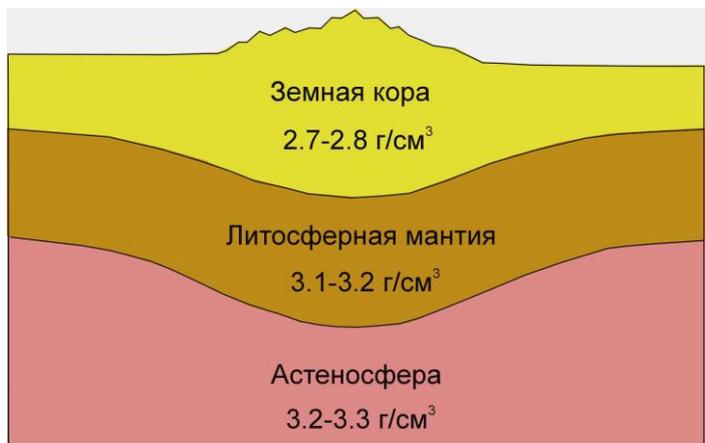


Рис.3.8. Схема изостатической модели (по Ф. Венинг-Мейнесу).

Голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнес в 1931 предположил, что нижняя часть литосферы является не только жесткой, но и упругой, и представил модель изгиба под весом горного сооружения упругой плиты, плавающей на жидком основании (астеносфере). В этой модели (рис.3.8) область прогиба литосферы под действием веса горного сооружения оказывается меньшей амплитуды и несколько шире самого сооружения. В поверхности прогиба находят отражения лишь сравнительно крупные (размером сотни километров) региональные неровности рельефа. Более мелкие локальные неровности не отражаются в геометрии подстилающего слоя литосферной мантии и границы Мохоровичича.

Изостатическая модель Венинг-Мейнеса наиболее близка к современным представлениям о строении верхней мантии, однако требует одного существенного уточнения. Граница между литосферой и астеносферой контролируется изотермой 1200 – 1300 °С. При формировании литосферного прогиба под весом горного сооружения часть пород литосферы погружается в условия температур и давлений, характерных для астеносферы, т.е. в зону частичного плавления и постепенно приобретает реологические свойства астеносферы. Фактически это соответствует смещению вверх подошвы литосферы и снижению амплитуды прогиба литосферной мантии за счет уменьшения ее мощности. Действительно, крупные формы рельефа земной поверхности, как правило, находят отчетливое выражение в геометрии границы Мохоровичича, но гораздо слабее выражены в подошве литосферы.

3.5. Океанская литосфера

Согласно тектонике литосферных плит, океанская литосфера зарождается при расколе и раздвижении древних континентальных литосферных блоков под воздействием восходящих потоков перегретого мантийного вещества (рис.3.9а). Континентальная литосфера имеет заметно меньшую плотность (2.9-3.0 г/см³) по сравнению с подстилающей астеносферой (3.2-3.3 г/см³) за счет мощной и сравнительно легкой континентальной земной коры, играющей роль своеобразного поплавка. Различие по плотности между ними составляет около 0.3 г/см³. Поэтому с момента своего образования континентальные литосферные блоки, согласно закону Архимеда, находятся над астеносферой, а их верхние кромки, как правило, заметно возвышаются над уровнем океана.

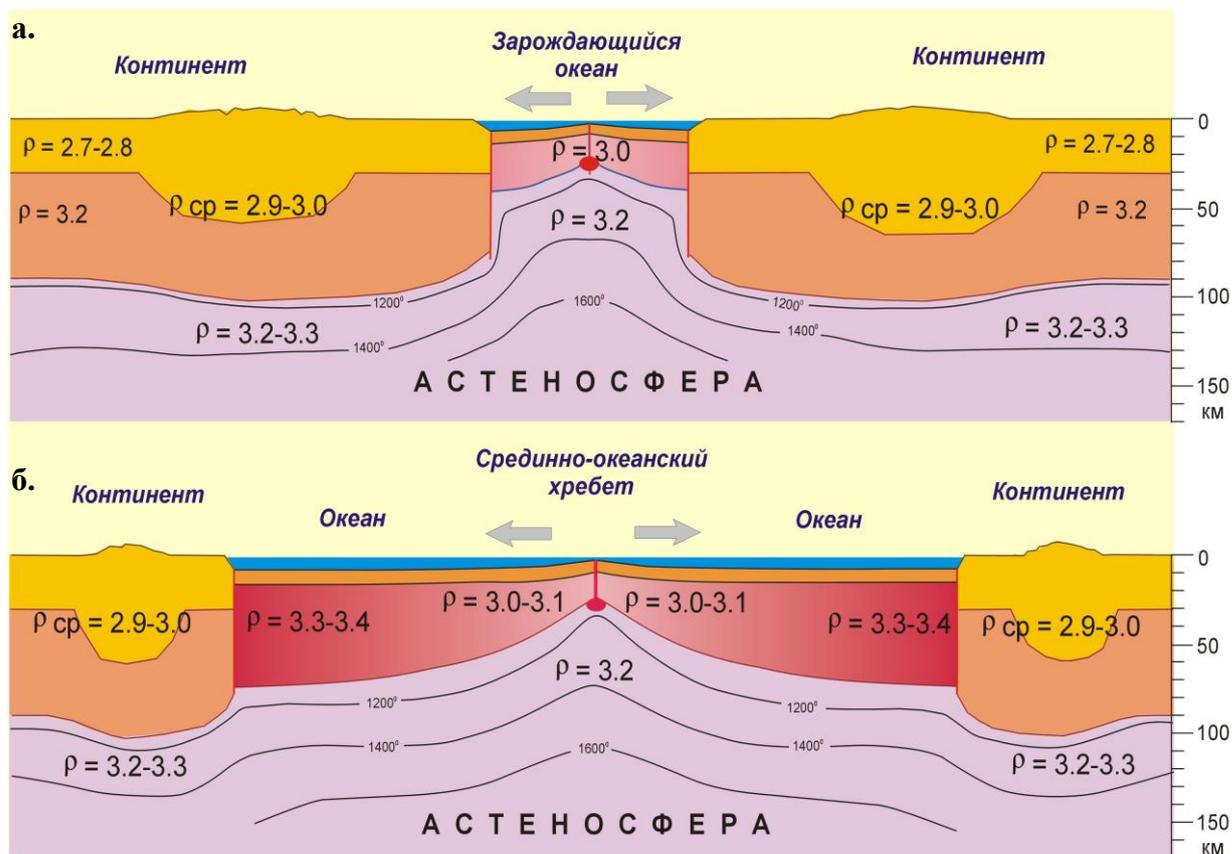


Рис.3.9. Схема формирования океанской литосферы:
а – начальная стадия, б – зрелая стадия.

Формирующаяся под срединно-океанскими хребтами океанская литосфера, аналогично континентальной, состоит из земной коры и литосферной мантии. Однако, мощности этих

оболочек у новообразованной океанской литосферы значительно меньше, чем у континентальной. Мощность океанской земной коры в среднем составляет около 5-7 км, а подстилающей литосферной мантии – порядка десяти километров. За счет незначительной мощности земной коры, плотность океанской литосферы в момент ее формирования несколько превышает среднюю плотность континентальных литосферных блоков, но уступает по плотности подстилающей астеносфере. По этой причине кровля изостатически уравновешенной молодой океанской литосферы находится гипсометрически ниже поверхности континентов и, как правило, ниже поверхности океана.

По мере удаления от оси срединно-океанского хребта и увеличения возраста океанская литосфера постепенно охлаждается и увеличивается в мощности за счет смещения вниз зоны частичного плавления (следовательно, и подошвы литосферы). Охлаждение литосферы сопровождается снижением значений теплового потока через дно океана. При этом, в результате термического сжатия постепенно возрастает плотность литосферы, что приводит к дальнейшему понижению ее гипсометрического уровня и увеличению глубины океана (рис.3.9б). Очевидно, что изостатическая компенсация океанской литосферы в значительной мере соответствует модели Пратта.

Дж. Склейтер и О.Г. Сорохтин вывели теоретические зависимости, связывающие значения теплового потока, глубины океана и мощности океанской литосферы с ее возрастом. Зависимость теплового потока от возраста литосферы, согласно упомянутым авторам, определяется соотношением:

$$q = 473.5 \cdot \frac{1}{\sqrt{T}},$$

где: q – тепловой поток в мВт/м²,

T – возраст литосферы в млн. лет.

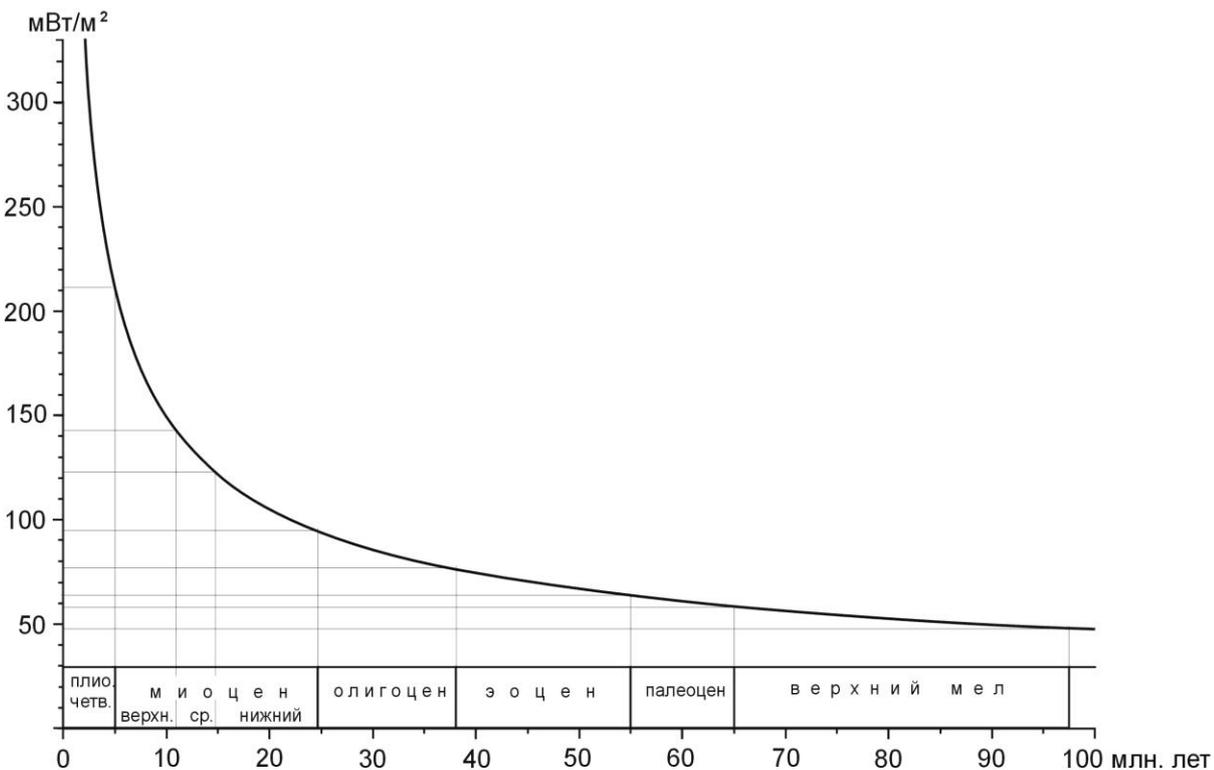


Рис.3.10. Теоретическая зависимость значений теплового потока от возраста океанской литосферы (по Дж. Склейтеру и О.Г. Сорохтину).

График этой зависимости представлен на рис.3.10. Необходимо отметить, что данная теоретическая зависимость для океанской литосферы возрастом более 5 млн. лет подтверждена многочисленными экспериментальными данными, в том числе данными глубоководного бурения. Для участков литосферы возрастом менее 5 млн. лет (плиоцен четвертичного возраста), значения теплового потока характеризуются значительным разбросом. Предполагается, что этот разброс обусловлен влиянием конвективной составляющей теплопереноса в результате современной гидротермальной циркуляцией океанских вод в молодых вулканических породах срединно-океанских хребтов.

Мощность литосферы в зависимости от ее возраста определяется соотношением:

$$H = b + k \cdot \sqrt{T}$$

где: H – мощность литосферы в км;

T – возраст литосферы в млн. лет;

$b = 15-20$ км – начальная мощность литосферы (под срединно-океанским хребтом);

$k = 6.5-8.5$ – коэффициент, зависящий от условий формирования литосферы.

При возрасте океанской литосферы порядка 45-50 млн. лет ее плотность достигает плотности подстилающей астеносферы и даже начинает ее превышать. Т.е. для сравнительно древних (зрелых) участков океанской литосферы, имеющих возраст более 50 млн. лет, создаются потенциальные возможности для их погружения в астеносферу под действием сил гравитации.

От возраста океанской литосферы зависит и гипсометрическое положение ее кровли относительно геоида, т.е. средняя глубина океана. Эта зависимость определяется выражением:

$$h = 2.5 + c \cdot \sqrt{T} ,$$

где: h – глубина океана в км;

T – возраст литосферы в млн. лет;

$c = 0.3 - 0.4$ – несколько меняется от океана к океану.

Зависимость глубины океана от возраста литосферы достаточно ярко выражена на акваториях Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Так, в западной части Тихого океана южнее Японии океанская литосфера имеет наиболее древний (верхнеюрский) возраст – около 150 млн. лет, при этом акватории этой части океана отличаются максимальными глубинами, 6 – 6.5 км. В тоже время, в восточной части Тихого океана (ближе к берегам Американского континента) океанская литосфера имеет, в основном, неоген-верхнепалеогеновый возраст (менее 30 – 40 млн. лет) и, соответственно, средняя глубина океана здесь на 1.5 – 2 км меньше.

Глубины Атлантического океана в его центральной части, над Срединно-Атлантическим хребтом, примерно вдвое меньше, чем по его периферии, где литосфера имеет меловой возраст. Аналогичная закономерность наблюдается и для Индийского океана, где молодая литосфера слагает срединно-океанские хребты (Западноиндийский и Центральноиндийский хребты), которые возвышаются на 2 – 2.5 км над прилегающими котловинами с литосферой мелового возраста.

Убедительные свидетельства роста глубины океана с увеличением возраста океанской литосферы были получены при изучении подводных вулканических гор.

Дно Мирового океана буквально усеяно подводными горами вулканического происхождения. Многие из них надстроены коралловыми постройками мощностью сотни метров и более, выходящими на поверхность океана с образованием коралловых островов. Такие сооружения называются атоллами.

Первое объяснение происхождению этих сооружений было дано Чарльзом Дарвином еще в середине XIX века. Он предположил, что возникновение атоллов обусловлено ростом коралловых построек на вершинах постепенно погружающихся гор вулканического происхождения. Дальнейшие исследования атоллов показали верность этого предположения.

Позднее, во время Второй мировой войны, Гарри Хесс обнаружил на дне океана плосковершинные подводные горы, названные им гайотами. Образование плоских вершин гайотов явно контролировалось поверхностью океана, но находились они на значительных глубинах, достигающих 2 – 2.5 километров. Хесс объяснил происхождение атоллов и гайотов в концепции тектоники литосферных плит. Согласно Хессу, погружение древних вулканических построек, отпрепарированных волновой абразией, происходило вместе с литосферой по мере удаления от оси срединно-океанского хребта и соответствующего увеличения ее плотности за счет постепенного остывания. Там, где погружение подводных гор компенсировалось постоянным наращиванием коралловых построек, формировались атоллы. Если рост коралловой постройки не происходил или по каким-либо причинам был прерван – возникали гайоты.

Глава 4. ГЛОБАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

В настоящее время геологическую историю Земли подразделяют на 4 крупных временных интервала, называемых эонами: катархей, архей, протерозой и фанерозой. Первые 3 из перечисленных эонов объединяют в понятие – докембрий. Каждый эон, за исключением катархея, подразделяется на эры. Эры в пределах протерозоя и фанерозоя подразделяются, в свою очередь, на периоды. Самый короткий, но наиболее изученный отрезок геологической истории – фанерозой, имеет более дробные, чем период, подразделения (эпоха, век, время). В данной главе будут в краткой форме рассмотрены современные представления об основных событиях геологической истории Земли и эволюции органического мира. Названия и временные границы геохронологических подразделений даны в соответствии с действующей Международной геохронологической шкалой. В конце главы приведены основные события геологической истории Земли в виде таблицы.

4.1. Катархей

Катархейский эон – интервал геологического времени, предшествовавший архею (рис.4.1). Считают, что в начале катархея, около 4.6 млрд. лет назад, образовалась Земля путем аккреции из протопланетного диска – дискообразной массы газа и пыли, оставшихся после образования Солнца. Изначально Земля была раскалена благодаря остаточному теплу и частым ударам астероидов и метеоритов. Но с течением времени её внешний слой остыл и образовал первичную земную кору. На поверхности Земли пока не обнаружено горных пород этого возраста.

В настоящее время не существует единой точки зрения на основные события катархея. Наиболее обоснованной считается гипотеза, согласно которой важнейшим событием этого отрезка истории Земли было ее столкновение с другой планетой (Тейя), по размерам сопоставимой с Марсом и массой около 10% земной. Предполагают, что это событие произошло около 4.4 млрд. лет назад. Столкновение происходило по касательной. В результате большая часть вещества ударившего объекта и часть вещества земной мантии были выброшены на околоземную орбиту. Из этих обломков образовалась прото-Луна, которая начала обращаться по орбите с радиусом около 60 000 км. Земля в результате удара получила резкий прирост скорости вращения (один оборот за 5-6 часов) и заметный наклон оси вращения. Свидетельствуют о таком столкновении собранные экипажами космических аппаратов «Аполлон» образцы лунных пород, которые по составу изотопов кислорода почти идентичны веществу земной мантии. Для объяснения дефицита железа на Луне приходится принимать допущение, что ко времени столкновения и на Земле, и на Тейе в основном уже произошла гравитационная дифференциация вещества с образованием тяжёлого железного ядра и более лёгкой силикатной мантии.

В результате катастрофического эпизода, связанного с образованием Луны, значительная часть коры и мантии прото-Земли должна была не только расплавиться, но и испариться. Со временем, испарившиеся горные породы конденсировались, а содержащиеся в них

ЭОН	ЭРА	ПЕРИОД	Млн. лет
ДОКЕМБРИЙ	Нео-протерозой	Эдикарий	541
		Криогений	635
		Тоний	720
	Мезо-протерозой	Стений	1000
		Эктазий	1200
		Калимий	1400
	Палео-протерозой	Статерий	1600
		Орозирий	1800
		Риасий	2050
		Сидерий	2300
	АРХЕЙ	Неоархей	2500
		Мезоархей	2800
		Палеоархей	3200
		Эоархей	3600
КАТАРХЕЙ		4000	
		4600	

Рис.4.1. Международная геохронологическая шкала докембрия.

летучие вещества, вероятно, образовали тяжелую атмосферу из паров воды, углекислого газа, аммиака, метана, водорода и других газов. В процессе дальнейшего охлаждения и конденсации водяного пара был образован первичный океан.

4.2. Архей

Архейский эон – один из четырёх главных эонов в истории Земли. Термин «архей» предложен в 1872 году американским геологом Дж. Дана. Архей продолжался от 4.0 до 2.5 млрд. лет назад. В это время на Земле ещё не было кислородной атмосферы, но появились первые простейшие анаэробные бактерии, которые сформировали многие ныне существующие залежи полезных ископаемых: серы, графита, железа и никеля.

Архей разделен на четыре эры: эоархей, палеоархей, мезоархей и неоархей. Границы между ними проведены хронометрически (по определённым моментам времени), а не стратиграфически (по определённым слоям пород).

Эоархей – первая геологическая эра архейского эона. Охватывает временной период от 4.0 до 3.6 миллиарда лет назад. В начале эоархея продолжалось частое падение на Землю астероидов и крупных метеоритов. Эоархей – первая эра, от которой сохранились древнейшие горные породы. Крупнейшей подобной формацией является формация Исуа на юго-западном побережье Гренландии, возраст которой оценивается в 3.8 млрд. лет.

В эпоху эоархея образовалась гидросфера Земли, однако воды на поверхности Земли было сравнительно немного и единого Мирового океана ещё не существовало, водные бассейны существовали изолированно друг от друга, при этом температура воды в них доходила до 90 °С. Атмосфера характеризовалась высоким содержанием CO₂ и низким содержанием азота. Кислород в атмосфере практически отсутствовал. Плотность и давление атмосферы были значительно выше современных. В конце эоархея началось формирование первого суперконтинента Ваальбара. К эоархею относятся самые древние строматолиты – ископаемые продукты деятельности цианобактериальных сообществ.

Палеоархей – вторая геологическая эра архейского эона. Охватывает временной период от 3.6 до 3.2 миллиарда лет назад. К концу палеоархея в основном завершилось формирование ядра Земли, вследствие этого напряженность магнитного поля Земли стала достаточно высока и составляла не менее половины современного. Это дало развивающейся жизни защиту от солнечного и космического излучений. Содержание кислорода на поверхности Земли постепенно повышалось в результате деятельности бактерий, но практически весь он поглощался в процессе окисления железосодержащих минералов. В палеоархее продолжалось формирование первого суперконтинента Ваальбара. В результате приливного воздействия Луны скорость вращения Земли постепенно замедлялась, и в палеоархее сутки равнялись приблизительно 15 часам.

Мезоархей – третья геологическая эра архейского эона истории Земли. Продолжалась от 3.2 до 2.8 миллиарда лет назад. В мезоархее большую часть поверхности планеты занимал неглубокий океан, который в ту эпоху имел зеленоватый цвет за счёт высокой концентрации растворённого двухвалентного железа, а также отличался высокой солёностью и температурой. Земля постепенно остывает и замедляет суточное вращение. Луна всё ещё находится близко к Земле, вызывая приливные волны до 300 метров высотой. Начиная с мезоар-



Рис.4.2. Образец железистого кварцита из Южной Африки возрастом 3.1 млрд. лет.

хей, происходит активное осаждение растворённого в океане железа, что приводит к формированию его отложений (железистых кварцитов) и к изменению состава морской воды. (рис.4.2). Этому способствует появление биогенного фотосинтеза.

Важнейшим событием мезоархей стало начало действия механизма тектоники плит (около 3 млрд. л.н.), что привело к росту вулканической активности, интенсивному росту континентальной коры (гранитного типа) и площади суши. Начался интенсивный тектогенез, в результате которого в течение последовавшего миллиарда лет объём континентальной коры (и, соответственно, приблизительная площадь суши) возросли в пять раз, достигнув в начале протерозоя приблизительно современного значения и стабилизировавшись на нём. Первые крупные континентальные блоки (кратоны) составили ядра континентальных литосферных плит. Вероятно, первым крупным участком суши в тот момент была Ваальбаара. Этот древнейший геотектонический объект раскололся не позднее конца мезоархей.

К середине мезоархей относится древнейший известный кратер (в Гренландии), оставшийся от столкновения Земли с крупным астероидом. Это событие произошло около трех миллиардов лет назад. Доминирующей формой жизни мезоархей оставались микробные сообщества. Строматолиты, найденные в Австралии, показывают, что в мезоархее на Земле уже существовали цианобактерии и мог начаться кислородный фотосинтез.

Неоархей – продолжался от 2.8 до 2.5 миллиарда лет назад. Эта эра относится к беломорскому циклу (эпохе) тектогенеза, в котором происходило формирование настоящей континентальной земной коры (*беломорская складчатость*).

В неоархее проявилась фотосинтезирующая деятельность цианобактерий, которая в самом начале следующей эры, палеопротерозое, стала причиной так называемой кислородной катастрофы.

4.3. Протерозой

Протерозой – геологический эон, охватывающий период от 2500 до 541 млн. лет назад (рис.4.1). Это самый длительный эон в истории Земли. Протерозой делится на 3 эры: палеопротерозой, мезопротерозой и неопротерозой. Границы между ними проведены хронометрически (по определённым моментам времени), а не стратиграфически (по определённым слоям пород), за исключением последнего периода неопротерозоя.

Палеопротерозой начался 2.5 миллиарда лет назад и продолжался до 1.6 миллиарда лет назад. Палеопротерозой разделен на четыре периода: сидерий (2.5 – 2.3 млрд.л.н.), риасий (2.3 – 2.05 млрд.л.н.), орозирий (2.05 -1.8 млрд.л.н.) и статерий (1.8 – 1.6 млрд.л.н.).

В начале палеопротерозоя (в сидерии) произошло одно из самых крупных вымираний простейших организмов – кислородная катастрофа, обусловленная фотосинтезирующей деятельностью цианобактерий. Почти все существовавшие тогда формы жизни были анаэробами, то есть обмен веществ в них зависел от форм клеточного дыхания, которые не требовали кислорода. Доступ кислорода в больших количествах губителен для большинства анаэробных организмов, поэтому с увеличением концентрации кислорода большая их часть на Земле исчезла. Оставшиеся формы жизни были либо невосприимчивы к окислению и губительному воздействию кислорода, либо проводили свой жизненный цикл в среде, лишенной кислорода. На начало этого периода приходится пик образования железистых кварцитов. Они формировались в океанах, где анаэробные водоросли производили кислород. Кислород, взаимодействуя с растворенным в океане железом, образовывал магнетит (Fe_3O_4), который выпадал в осадок. Этот процесс вычищал железо из океанов. В конечном итоге, когда океаны прекратили поглощать кислород, процесс привел к постепенному образованию насыщенной кислородом атмосферы.

В соответствие с естественной эволюцией звезд, энергия излучения Солнца в архее, протерозое и фанерозое увеличивалась примерно на 6% каждый миллиард лет, т.е. в начале геологической истории Земля получала заметно меньше солнечного тепла. Тем не менее,

благодаря плотной атмосфере, насыщенной углекислым газом и метаном, на Земле царили условия парникового эффекта и, за счет этого, сохранялись достаточно высокие температуры на ее поверхности. Увеличение концентрации кислорода в атмосфере в начале протерозоя привело к снижению содержания парниковых газов, прежде всего – метана. Соответственно, произошло ослабление парникового эффекта и снижение температуры на поверхности Земли. По-видимому, это явилось основной причиной возникновения наиболее длительного в истории Земли Гуронского оледенения (2.4-2.1 млрд. лет назад) и нескольких эпох глобального оледенения в позднем неопротерозое. Ледниковые отложения, найденные в Южной Африке, датируются 2.2 млрд. л.н., а палеомагнитные данные указывают на их положение в районе экватора. Таким образом, Гуронское оледенение, вероятнее всего, было глобальным. Некоторые ученые предполагают, что это и последующие протерозойские ледниковые периоды были настолько серьезными, что планета была полностью заморожена от полюсов до экватора. Эта гипотеза называется Земля-снежок.

В орозирийском периоде Земля испытала два крупнейших астероидных удара. В начале периода, 2023 млн. л. н., столкновение с крупным (диаметром около 10 км) астероидом привело к образованию астроблемы Вредефорт в Южной Африке (рис.4.3). Ближе к концу орозирия еще одно столкновение с астероидом подобного размера привело к образованию медно-никелевого рудного бассейна в Садбери (Онтарио, Канада).

К концу палеопротерозоя (статерийский период) сформировался суперконтинент Колумбия (Пангея-1). К этому же периоду относятся наиболее ранние достоверные свидетельства присутствия эукариот.

Палеопротерозой был временем выдающегося железорудного накопления в виде железистых кварцитов (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия и др.). На юге Африки в это же время внедряются гигантские интрузии (Бушвельдский комплекс и другие похожие интрузии), с которыми связаны крупнейшие месторождения платины, палладия, хрома, титана, ванадия, золота, урана, осмия, иридия, родия, рутения.

Мезопротерозой – 1.6 – 1.0 млрд. л. н. Мезопротерозой разделен на три периода: калимий (1.6 – 1.4 млрд. л. н.), эктазий (1.4 – 1.2 млрд. л. н.) и стений (1.2 – 1.0 млрд. л. н.). Мезопротерозой характеризуется расширением существующих и появлением новых континентальных плит в результате формирования осадочного чехла на кратонах. В начале мезопротерозойской эры (калимий), около 1500 миллионов лет назад, распался суперконтинент Колумбия (Пангея-1), а в стении был образован новый суперконтинент – Родиния.

Предполагается, что в мезопротерозое объем и состав вод Мирового океана достигли значений, близких современным. В середине мезопротерозоя (в эктазии) появились первые многоклеточные организмы (красные водоросли), а к его окончанию (в стении) – другие виды многоклеточных водных растений и грибов.

Неопротерозой – 1000 – 541 млн. л. н. Разделен на три периода: тоний (1000 – 720 млн. л. н.), криогений (720 – 635 млн. л. н.) и эдиакарий (635 – 541 млн. л. н.). В начале неопротерозоя (в тоние) начался распад суперконтинента Родиния. В неопротерозое (в криогенее) отмечены сильнейшие (вплоть до экватора) оледенения Земли (гипотеза «Земля-снежок»). В этом же периоде началось формирование суперконтинента Паннотия. Этот суперконтинент существовал сравнительно недолго, и уже в следующем периоде (эдиакарие) он рас-

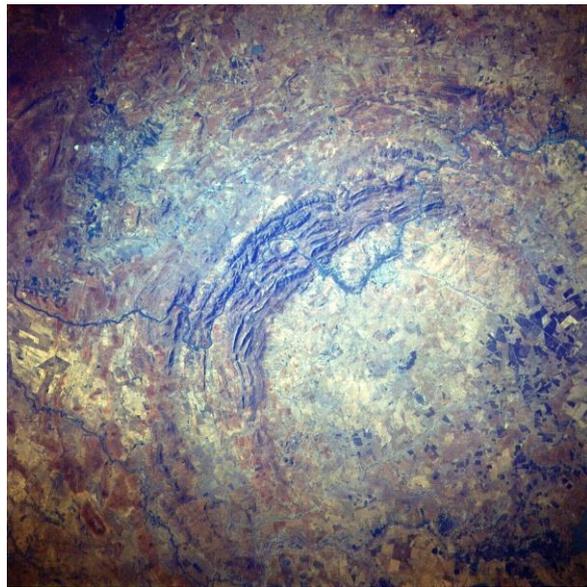


Рис.4.3. Кратер Вредефорт, снимок со спутника. Диаметр кратера около 250 км.

пался на крупные континенты Гондвану, Лавразию и более мелкие микроконтиненты. В неопротерозое во многих районах проявилась складчатость, которая получила название *байкальской*. Она охватила области к югу от Сибирской платформы, север Урала, в районе Тимана, и многие другие районы. Складчатые сооружения, возникшие в эту эпоху, спаялись с платформами и нарастили их, создав байкальские складчатые системы.

Важнейшей чертой неопротерозоя является широкое развитие достаточно сложных форм жизни. В криогенее появилась одна из древнейших фаун бесскелетных многоклеточных животных – *хайнаньская* макрофауна, большая часть представителей которой имели червеобразную форму. Несколько позднее, в эдиакарии, появляется новая



Рис.4.4. Образец горной породы с отпечатком эдиакарской фауны. Палеонтологический музей РАН.

группа эукариотов – бесскелетных организмов, насчитывающая свыше 30 разновидностей и получившая название *эдиакарской* фауны по наименованию рудника Эдиакара в Южной Австралии (рис.4.4). Фауна эдиакарского типа, систематическая принадлежность которой до сих пор не ясна, представлена медузоидами и аннелидами (кольчатыми червями), практически не имеющими ничего общего с последующей раннекембрийской скелетной фауной, среди которой не обнаружены возможные потомки эдиакарских форм. Возможно, что в это время в морской воде еще сохранялось повышенное содержание CO_2 , что не позволяло организмам выделять известь и строить скелет. В кембрийской фауне по существу нет потомков позднепротерозойской эдиакарской фауны. Это одна из палеонтологических загадок.

4.4. Фанерозой

Фанерозойский эон – время «явной» жизни. Этот эон начался с кембрийского периода, когда произошло резкое увеличение числа биологических видов и появились организмы, обладающие минеральными скелетами. Предшествующая часть геологической истории Земли называется криптозой, то есть время «скрытой» жизни, поскольку следов её проявления находят очень мало. Фанерозой делится на 3 эры: палеозойскую (541 – 252 млн. л. н.), мезозойскую (252 – 66 млн. л. н.) и кайнозойскую (66 млн. л. н. – наст. время).

Палеозойская эра

Палеозойская эра – известная как эра древней жизни, делится на 6 периодов: кембрий (541 – 485 млн. л. н.), ордовик (485 – 443 млн. л. н.), силур (443 – 419 млн. л. н.), девон (419 – 359 млн. л. н.), карбон (359 – 299 млн. л. н.) и пермь (299 – 252 млн. л. н.).

Тектоника. К началу эры и в течение всего кембрия древние платформы (Южно-Американская, Африканская, Аравийская, Австралийская, Антарктическая, Индостанская) были объединены в единый суперконтинент, называемый Гондваной. Этот суперконтинент располагался главным образом в южном полушарии, от южного полюса до экватора, и занимал общую площадь более 100 миллионов км². В Гондване находились разнообразные возвышенные и низменные равнины и горные массивы. Море периодически вторгалось лишь в окраинные части суперконтинента. Остальные меньшие по размерам материк находились в основном в экваториальной зоне: Лавразия, Сибирия и Балтика. Там же находились микроконтиненты: Китайский, Казахстанский и другие. В окраинных морях располагались многочисленные острова, окаймлённые низменными побережьями с большим числом лагун и дельт рек. Между Гондваной и другими материками был океан, в центральной части которого находились срединно-океанские хребты. В кембрии существовали две наиболее крупные плиты: целиком океаническая Прото-Кула и преимущественно материковая Гондванская плита.

В ордовике Гондвана, двигаясь на юг, вышла в район Южного географического полюса (сейчас это северо-западная часть Африки). Происходило пододвигание океанической литосферной плиты Прото-Фараллон (и вероятно Прото-Тихоокеанской плиты) под северную окраину Гондванской плиты. Началось сокращение Прото-Атлантической впадины (Япетус), расположенной между Балтийским щитом, с одной стороны, и единым Канадо-Гренландским щитом – с другой стороны. В течение всего ордовика происходит сокращение океанических пространств и закрытие краевых морей между материковыми фрагментами: Сибирским, Прото-Казахстанским и Китайским.

В палеозое (вплоть до силура — начала девона) продолжалась *Каледонская складчатость*. Типичные каледониды сохранились на Британских островах, в Скандинавии, Северной и Восточной Гренландии, в Центральном Казахстане, в Юго-Восточном Китае, в Восточной Австралии, в Кордильерах, Южной Америке, Северных Аппалачах, Среднем Тянь-Шане и других областях. В результате рельеф земной поверхности в конце силурийского периода стал возвышенным и контрастным, особенно на континентах, расположенных в северном полушарии. В раннем девоне происходит закрытие Прото-Атлантической впадины и образования Евро-Американского материка. В девоне смещение Гондваны продолжается, в результате юг современной Африки, а возможно и нынешней Южной Америки оказались в районе Южного полюса.

В карбоне произошло столкновение Гондваны и Евро-Америки. Несколько позднее, в пермском периоде, образовался новый суперконтинент Пангея-2. В конце девона началась грандиозная эпоха *Герцинской складчатости* с наиболее интенсивным проявлением при формировании горных систем Альп в Европе, сопровождавшимся интенсивной магматической деятельностью. В местах столкновения платформ возникли горные системы (высотой до 2000—3000 м), некоторые из них просуществовали и до нашего времени, к примеру Урал или Аппалачи. Южный географический полюс в это время находился в пределах современной Восточной Антарктиды. Входивший в состав Пангеи-2. Сибирский материк, являвшийся её северной окраиной, приближался к Северному географическому полюсу, не доходя до него 10 – 15° по широте. Северный полюс в течение всего палеозоя находился в океане. В это же время образовался единый океанический бассейн с главной Прото-Тихоокеанской впадиной и единая с ней впадина океана Тетис.

Климат. В начале кембрия на Земле господствовал в основном тёплый климат: средняя температура поверхности была сравнительно высокой, при небольшой разнице температур между экватором и полюсами. Основную массу атмосферы в начале кембрия составлял азот, количество углекислого газа достигало 0.3%, а содержание кислорода постоянно увеличивалось. В результате к концу кембрия атмосфера приобрела кислородно-углекисло-азотный характер. В ордовике и силуре концентрация кислорода в атмосфере постепенно повысилась до значений, при которых смог образоваться *озоновый слой*, эффективно защищавший поверхность Земли от губительного ультрафиолетового излучения Солнца. Это способствовало постепенному заселению живыми организмами участков суши. В начале позднего ордовика сильно похолодало. Южный полюс в это время находился на возвышенной суше Гондваны, в пределах которой возникли обширные покровные ледники. Во второй половине силурийского периода в высоких широтах климат вновь стал умеренно теплым, близким к субтропическому. К раннему карбону на планете стал господствовать тропический и экваториальный климат.

Увеличение объёма растительной биомассы на континентах привело к усиленному фотосинтезу с интенсивным потреблением углекислого газа (с двукратным уменьшением его содержания в атмосфере) и выделением кислорода в атмосферу. В результате образования большого суперконтинента Пангеи ограничилась связь экваториальных морских бассейнов с полярными. Эти процессы привели к наступлению похолодания, с более низкой средней температурой, резко выраженной климатической зональностью и значительной разницей температуры между экватором и полюсами. В результате в позднем карбоне и ранней перми мощный ледниковый щит покрыл Антарктиду, Австралию, Индию, южные

части Африки и Южной Америки (*гондванское оледенение*). Суша на Южном полюсе начала играть роль глобального холодильника. В северном полярном бассейне температура воды понизилась и вероятно, как и существующий ныне Северный Ледовитый океан, на какое-то время покрывался льдом. Ледниковый покров существовал сравнительно недолго, периодически отступая. В межледниковые эпохи климат становился умеренным.

Таким образом, в позднем карбоне и ранней перми происходило становление многих ландшафтно-климатических зон и климатических поясов, известных в настоящее время, и стала ярко выражена климатическая зональность. К концу перми влажный прохладный климат сменился на более теплый, в районах с умеренными условиями стал преобладать субтропический климат, сильно расширились пояса тропического и экваториального климата. Средние температуры тропических морей составляли 20 – 26 °С.

Фауна и флора. В кембрийском периоде основная жизнь была сосредоточена в морях и океанах. Организмы заселили всё разнообразие доступных мест обитания, вплоть до прибрежного мелководья и, возможно, пресных водоёмов.

Водная флора была представлена большим разнообразием водорослей, основные группы которых возникли ещё в протерозойскую эру.

Начиная с позднего кембрия постепенно сокращается распространение строматолитов. Это связано с возможным появлением растительноядных животных (возможно, какие-то формы червей) поедающих строматолитообразующие водоросли.

Донная фауна неглубоких тёплых морей, прибрежных отмелей, заливов и лагун была представлена разнообразными прикрепленными организмами: губками, археоциатами, кишечнополостными и другими (рис.4.5). Большинство из них питалось различными микроорганизмами (простейшие, одноклеточные водоросли и т.п.), которых они отцеживали из воды. Некоторые колониальные организмы (строматопоры, губки, табуляты, мшанки, археоциаты), обладающие известковым скелетом, возводили на дне моря рифы, подобно современным коралловым полипам. По морскому дну среди водорослей и кораллов ползали малоподвижные иглокожие (морские звёзды, офиуры, голотурии и др.) и моллюски с раковинками.

В кембрии появляются первые свободно плавающие головоногие моллюски – наутилоидеи. В девоне появились более совершенные группы головоногих (аммониты), а в нижнем карбоне возникли первые представители высших головоногих (белемниты), у которых раковина постепенно редуцировалась и оказалась заключённой в мягких тканях тела.

В кембрийских морях обитали и высокоорганизованные животные – членистоногие: жабродышащие, хелицеровые (паукообразные) и трилобиты (рис.4.6). Трилобиты достигли расцвета в раннем кембрии, составляя в это время



Рис.4.5. Фауна раннего палеозоя. Прикрепленные виды бентоса (губки и археоциаты).

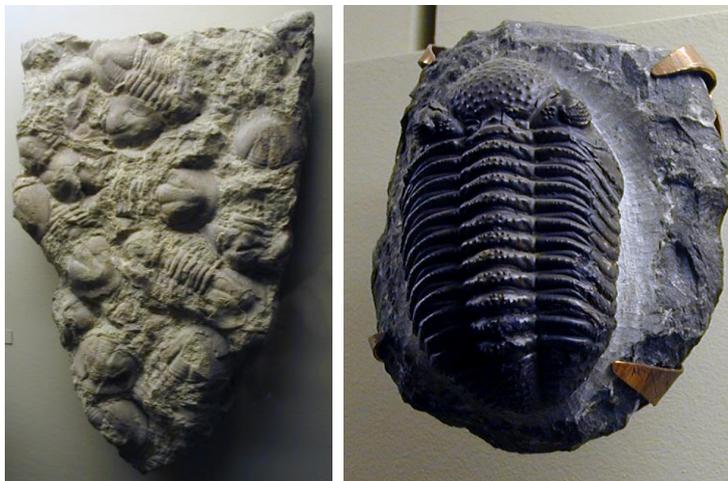


Рис.4.6. Раннепалеозойские трилобиты.

Трилобиты достигли расцвета в раннем кембрии, составляя в это время

до 60% всей фауны, и окончательно вымерли в пермском периоде. В кембрии появляются первые крупные (до 2-х метров в длину) хищные членистоногие эвриптериды, достигшие наибольшего расцвета в силуре и исчезнувшие в ранней перми, когда их вытеснили хищные рыбы. В ордовике и силуре в морях обитали головоногие хищные моллюски (наутилоидеи), с размером раковин до первых метров.

Начиная с нижнего ордовика в морях появляются первые позвоночные. Древнейшие известные позвоночные были рыбообразными животными, лишенными челюстей, с телом, защищенным панцирем. Первые из них относятся еще к верхнему кембрию (рис.4.7).

Древнейшие представители рыб появились в морях и пресных водоёмах раннего и среднего девона. Многие из них были одеты в сильно развитый костный панцирь (панцирные рыбы). К концу девона панцирные позвоночные вымирают, вытесненные более прогрессивными группами челюстноротых. В первой половине девона уже существовали разнообразные группы всех классов рыб, имеющие развитую челюсть, настоящие парные конечности и усовершенствованный жаберный аппарат. Некоторые из них сформировались во внутриконтинентальных пресных водоёмах, хорошо прогреваемых солнцем, обильно заросших водной растительностью и отчасти заболоченных. В условиях недостатка кислорода в воде у отдельных видов рыб возник дополнительный орган дыхания (лёгкие), позволяющий использовать кислород из воздуха.

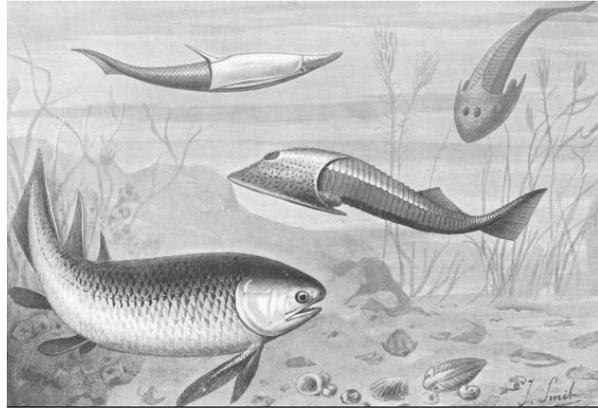


Рис.4.7. Рыбообразные раннего палеозоя.

Освоение суши, как среды обитания, могло начаться во второй половине ордовикского периода, когда содержание кислорода в земной атмосфере достигло достаточного для формирования озонового слоя уровня.

Заселение безжизненных прежде материков было длительным процессом, развивавшимся на протяжении ордовика, силура и девона. Первыми обитателями суши были растения, сначала заселившие мелководья у морских побережий и пресные водоёмы, а затем постепенно освоившие влажные местообитания на берегах. Древнейшими представителями этой наземной флоры были *псилофиты*, ещё не имевшие настоящих корней.

Заселение суши растениями положило начало почвообразованию с обогащением минерального субстрата органическими веществами. В раннем девоне от псилофитов возникли другие группы наземных сосудистых растений: *плауновидные*, *хвоцевидные* и *папоротниковидные*. Представители этих групп в позднем девоне повсеместно вытеснили псилофитов и сформировали первую настоящую наземную флору, включающую и древовидные растения. К этому времени относится и появление первых *голосеменных*. Во влажном и тёплом климате, характерном для первой половины каменноугольного периода, широкое распространение получила обильная наземная флора, имевшая характер густых влажных тропических лесов. Среди древовидных растений выделялись плаунообразные лепидодендроны (высотой до 40 м) и сигиллярии (высотой до 30 м), различные ползучие и древовидные папоротники.

По мере заселения суши растениями появились предпосылки для освоения наземной среды обитания животными. В карбоне на суше появляются растительноядные брюхоногие моллюски, дышащие воздухом. В раннем карбоне появились наделённые крыльями высшие насекомые.

В верхнедевонских отложениях Гренландии известны наиболее древние представители земноводных — *ихтиостеги* (рис.4.8). Они обитали в мелких прибрежных участках водоёмов, заболоченных районах и областях с избыточной влажностью на суше.

В карбоне начинается расцвет древних амфибий, представленных в позднем палеозое большим разнообразием форм, которых объединяют под названием *стегоцефалов* (рис.4.9). В пермском периоде появляются крупные крокодилообразные стегоцефалы. От них в раннем карбоне возникли настоящие рептилии, которые уже стали в полной мере наземными животными. Небольшие (длиной до 50 см) рептилии питались насекомыми. У них пропадает кожное дыхание.

Животный мир на протяжении пермского периода претерпел значительные изменения, ставшие особенно драматичными во второй половине перми. Численность многих групп морских животных уменьшилась (мшанки, морские ежи, аммоноидеи, наutilusы, остракоды, губки, фораминиферы и др.), как и их разнообразие, вплоть до полного вымирания целых классов (трилобиты, четырех лучевые кораллы и многие другие). Из позвоночных вымирают многие палеозойские группы хрящевых рыб. К концу перми вымирают стегоцефалы.

Пермское вымирание по масштабам принадлежит к категории «великих вымираний». В этот период вымерло 96% всех морских видов и 70% наземных видов позвоночных. Ввиду утраты такого количества и разнообразия биологических видов восстановление биосферы заняло намного более длительный период времени по сравнению с другими экологическими катастрофами фанерозоя (рис.4.10).

В настоящее время у специалистов отсутствует общепринятое мнение о причинах пермского вымирания. Рассматривается ряд возможных причин: катастрофические события (формирование трапповых формаций в Сибири, столкновение Земли с крупным астероидом, внезапный выброс метана со дна моря и др.); изменение окружающей среды (дефицит кислорода в океане, изменение океанских течений и др.).

Наиболее распространена гипотеза, согласно которой причиной пермской экологической катастрофы явились колоссальные излияния Сибирских траппов около 250 млн. лет назад, которые могли повлечь за собой вулканическую зиму, парниковый эффект и другие климатические изменения, негативно повлиявшие на биосферу.

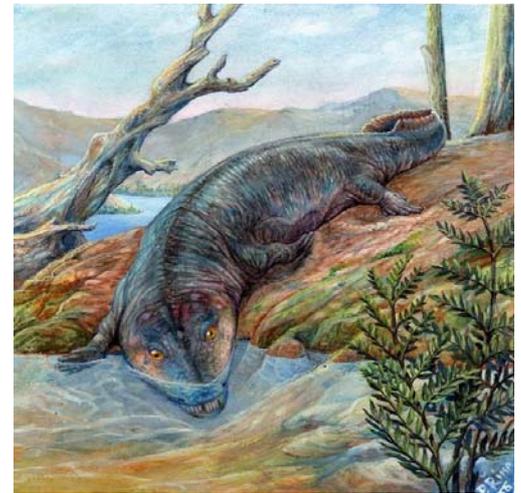


Рис.4.8. Ихтиостега.

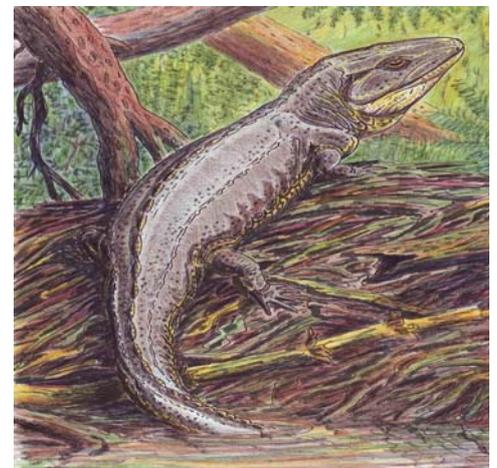


Рис.4.9. Стегоцефал.

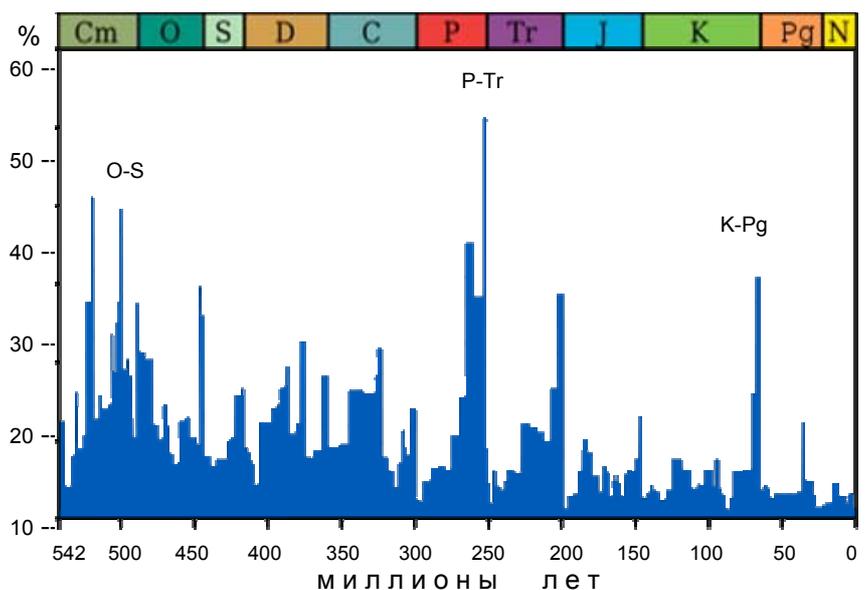


Рис.4.10. Вымирание морской фауны в течение фанерозоя. Для каждого интервала времени показан процент существовавших тогда родов, не доживших до следующего интервала (Rohde, Mülle, 2005).

Мезозойская эра

Мезозойская эра продолжалась около 186 млн. лет (252 – 66 млн. л. н.). Впервые эту эру выделил британский геолог Джон Филлипс в 1841 году. Мезозойская эра делится на три периода: триасовый (250 – 200 млн. л. н.), юрский (200 – 145 млн. л. н.) и меловой (145 – 66 млн. л. н.). Мезозой – эра тектонической, климатической и эволюционной активности. В мезозойской эре происходит формирование основных контуров современных материков и горообразование на периферии Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Разделение суши способствовало видообразованию и другим важным эволюционным событиям. Климат был тёплым на протяжении всего временного периода, что также сыграло важную роль в эволюции и образовании новых видов животных. К концу эры основная часть видового разнообразия жизни приблизилась к современному её состоянию.

Тектоника. До начала мезозоя все материки существовали в виде единого гигантского суперконтинента – Пангеи-2. В раннем мезозое этот суперконтинент начал постепенно раскалываться. В середине мезозоя (юрский период) единый суперконтинент Пангея-2 распался на отдельные континентальные блоки, сначала на крупные (Гондвана и Лавразия), затем и на более мелкие фрагменты. Между ними образовывались мелководные моря и зарождались океаны. В верхнеюрское – нижнемеловое время Южная Америка и Африка удалялись друг от друга, и Атлантический океан становился всё шире. Антарктида, Африка, Индия и Австралия тоже начали расходиться в разные стороны, дав начало развитию Индийского океана. В течение мелового периода продолжался раскол материков и раскрытие океанов. К концу мезозоя континенты практически приняли современные очертания. Лавразия разделилась на Евразию и Северную Америку, Гондвана – на Южную Америку, Африку, Австралию, Антарктиду и Индийский субконтинент, столкновение которого с азиатской континентальной плитой вызвало интенсивный орогенез с поднятием Гималайских гор. В мезозое известны 3 периода складчатости: *раннекиммерийская* (поздний триас), *позднекиммерийская* (поздняя юра) и *ларамийская* (поздний мел).

Климат. Мезозойская эра – самый тёплый период в фанерозойской истории Земли. В течение 180 млн. лет даже в приполярных областях не было устойчивого ледяного покрова. Климат был большей частью тёплым и ровным, без существенных температурных градиентов. Большое количество парниковых газов в атмосфере способствовало равномерному распределению тепла.

Экваториальные области характеризовались тропическим климатом, со среднегодовой температурой 25 – 30°C. В средних широтах простиралась субтропическая область, далее пролегал умеренно-тёплый бореальный пояс, а приполярные области характеризовались умеренно-прохладным климатом. К окончанию мезозойской эры наступило похолодание. На полюсах сформировались ледяные шапки. Зимы становились суровее.

Фауна и флора. В мезозое вымирают гигантские папоротники, древесные хвощи, плауны. В триасе достигают расцвета голосеменные растения, особенно хвойные. В юрском периоде появляются первые покрытосеменные растения, представленные древесными формами, постепенно распространившиеся на все материки.



Рис. 4.11. Мезозойская морская фауна: реконструкция белемнитов (слева) и различные формы раковин аммонитов (справа).

Двустворчатые моллюски вытесняют с мелководий брахиопод. Брахиоподовые ракушечники замещаются устричными. Двустворчатые моллюски заполняют все жизненные ниши морского дна. Складывается новый тип рифовых сообществ, примерно такой же, как существует сейчас. Его основу составляют появившиеся в триасе *шестилучевые кораллы*. Распространены аммониты и белемниты (рис.4.11), двустворки и морские ежи.

Среди двустворчатых моллюсков большую роль в морских экосистемах играли появившиеся в конце юры *рудисты* – моллюски, у которых одна створка была похожа на кубок, а вторая накрывала его как своеобразная крышечка (рис.4.12).

В морях нишу крупных хищников занимали рептилии: *ихтиозавры*, *плезиозавры*, *мозазавры* (рис.4.13), достигающие иногда 20-метровой длины.



Рис.4.12. Раковина рудисты.



Рис.4.13. Морские хищники мезозоя: отпечаток ихтиозавра (слева) и реконструкция мезозавров (справа).

В юрском периоде появляются летающие ящеры (*птеродактили*) и завоёвывают воздушную среду (рис.4.14). Размеры птеродактилей сильно варьировали – от мелких, величиной с воробья, до гигантских птеранодонов с размахом крыльев до 8 метров, орнитохейрусов с размахом крыльев до 12 метров. Мелкие питались насекомыми, крупные – рыбой и другими водными животными.

Среди наземной фауны в мезозое, особенно во второй его половине, господствовали динозавры.

Динозавры были чрезвычайно разнообразной группой животных. Описаны более 1000 различных видов динозавров. Хотя динозавров часто представляют как животных больших размеров, многие из них были ростом с современного человека, а некоторые не превышали размеров современных кошек. Но встречались виды действительно колоссальных размеров, длина которых измерялась первыми десятками метров, а масса достигала 50 тонн (рис.4.15).

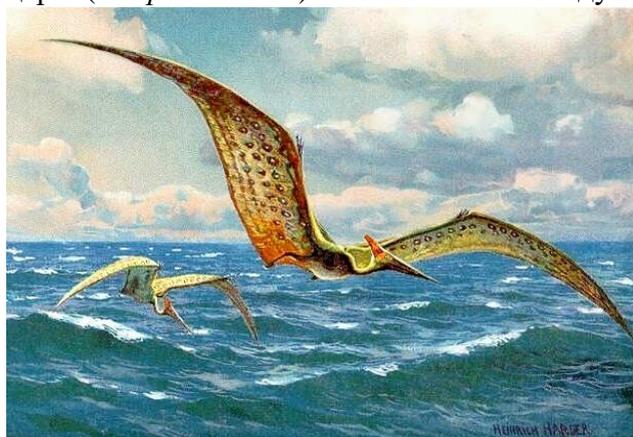


Рис.4.14. Реконструкция мезозойских летающих ящеров (птеродактилей).



Рис.4.15. Реконструкция скелетов крупнейших мезозойских динозавров: травоядного диплодока (слева) и хищного тарбозавра (справа). Палеонтологический музей РАН.

В конце мелового периода наступает похолодание, сокращается ареал околводной растительности. Вымирают растительоядные, за ними хищные динозавры. Крупные рептилии сохраняются только в тропическом поясе (крокодилы). Вследствие вымирания многих рептилий в кайнозойской эре начинается быстрое распространение птиц и млекопитающих, занимающих освободившиеся экологические ниши. Птицы, по мнению большинства палеонтологов, произошли от одной из групп динозавров. Они широко распространились по суше и дали начало множеству форм.

Млекопитающие появились еще в триасе, но не могли конкурировать с динозаврами и на протяжении 100 млн. лет занимали подчинённое положение в экологических системах того времени.

В конце мелового периода произошло самое известное и очень крупное вымирание многих групп растений и животных. Вымерли многие голосеменные растения, водные рептилии, птерозавры, все динозавры (но уцелели птицы). Исчезли аммониты, многие брахиоподы, практически все белемниты. В уцелевших группах вымерло 30 – 50 % видов.

Причины верхнемеловой катастрофы до конца не установлены. В настоящее время существует несколько гипотез, объясняющих эту экологическую катастрофу. Наиболее обоснованной и распространенной считается астероидная гипотеза Альвареса, предполагающая столкновение Земли с крупным астероидом на границе мела и палеогена. Она основана главным образом на приблизительном соответствии времени образования кратера Чиксулуб (следом от падения астероида размером порядка 10 км около 65 млн. лет назад) на полуострове Юкатан в Мексике и временем вымирания большинства видов динозавров. Эту гипотезу подтверждает так называемая «иридиевая аномалия»: повышенное содержание иридия и других платиноидов в тонком слое на границе известняковых отложений мела и палеогена, отмеченное во многих районах мира. Эти элементы очень редко встречаются в поверхностном слое Земли. В то же время, химический состав астероидов и комет отличается их повышенным содержанием.

Кайнозойская эра

Кайнозойская эра охватывает последние 66 миллионов лет геологической истории Земли. Она делится на 3 периода: палеоген (66 – 23 млн. л. н.), неоген (23 – 2.5 млн. л. н.) и четвертичный период (2.6 млн. л. н. – наст. время). Палеоген подразделяется на 3 эпохи – палеоцен (66 – 56 млн. л. н.), эоцен (56 – 34 млн. л. н.) и олигоцен (34 – 23 млн. л. н.). В неогене выделяют 2 эпохи – миоцен (23 – 5.3 млн. л. н.) и плиоцен (5.3 – 2.6 млн. л. н.). Четвертичный период подразделяют на плейстоцен (2.6 – 0.012 млн. л. н.) и голоцен (последние 12 тыс. лет).

Тектоника. В кайнозое континенты приобрели свои современные очертания. Австралия и Новая Гвинея отделились от Гондваны, двинулись к северу и, в конечном итоге, приблизились к Юго-Восточной Азии. Антарктида заняла своё нынешнее положение в районе

Южного полюса, Атлантический океан продолжал расширяться, и в конце эры Южная Америка примкнула к Северной Америке.

С конца раннего мела и до позднего эоцена океанский бассейн Тетис сокращался в размерах в результате сближения Африкано-Аравийского и Евразийского континентов. Океанская кора поглощалась в зонах предполагаемой субдукции у южного края Евразии, который был активной континентальной окраиной. С олигоценовой эпохи развитие пояса идет в обстановке столкновения, коллизии континентов, формирования складчатонадвиговых и покровных структур, образования горных хребтов, предгорных прогибов и межгорных впадин, котловин внутренних морей, проявления орогенного вулканизма. Это время соответствует периоду *альпийской складчатости*. От океана Тетис и прилегающих к нему окраинных морей с корой океанского типа сейчас сохранились лишь швы, или рубцы в виде зон с раздробленными и перемешанными глыбами гипербазитов, габбро, базальтов, яшм, кремнистых сланцев и других пород, свидетельствующих о существовании здесь в прошлом обширных бассейнов с корой океанского типа.

В кайнозое был сформирован современный облик зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, образованы окраинные моря и островные дуги по его западной периферии. Важное геологическое значение приобрело Восточно-Тихоокеанское поднятие, в котором шло новообразование океанских плит на акватории Тихого океана. Плита Фараллон, расположенная к востоку от этого поднятия, стала поглощаться и раздробилась на плиты Кокосовую и Наска. Скорость перемещения плит в пределах Тихого океана менялась, и в момент ее увеличения вулканизм в островных дугах становился более энергичным.

В конце кайнозойской эры (плиоцен-четвертичное время) ярко проявились высокоамплитудные гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана, обусловленные многократным ростом и деградацией покровных ледников на суше. Благодаря этим колебаниям был сформирован современный облик береговых зон и шельфов. В пределах континентальных склонов получили развитие гигантские эрозионные долины (подводные морские каньоны), контролировавшие перенос обломочного материала из береговой зоны в глубоководные акватории.

Климат. В начале кайнозоя климат на Земле был тропическим. Практически вся Европа была покрыта вечнозелеными тропическими лесами, и лишь в северных областях произрастали листопадные растения. Но уже в олигоцене климат начал меняться в сторону похолодания. В Антарктиде, центр которой постепенно смещался к Южному полюсу, начали формироваться покровные ледники, со временем покрывшие весь материк ледяным щитом мощностью в несколько километров. Рост антарктического ледяного щита сопровождался снижением уровня Мирового океана. К концу неогена мощные оледенения охватили многие участки суши в северном полушарии.

В неоген-четвертичное время в системе ледники-океан-атмосфера получил развитие автоколебательный процесс, проявляющийся в периодически повторяющемся росте и деградации ледников на суше. Этот процесс сопровождался периодическими гляциоэвстатическими изменениями уровня Мирового океана. Особенно ярко этот процесс проявился в течение последнего миллиона лет. За этот отрезок времени установлено более десяти гляциоэвстатических циклов, в каждом из которых на суше формировались и деградировали мощные ледяные покровы, при этом уровень океана изменялся на величину порядка 130-150 метров. Столь частые и высокоамплитудные изменения уровня океана – характерная черта четвертичного периода. Подобное явление в фанерозое предполагается лишь для позднего карбона – ранней перми во время гондванского оледенения.

Фауна и флора. К началу кайнозойской эры исчезают белемниты, аммониты, наземные и морские рептилии. Их место занимают другие организмы. Среди морских беспозвоночных на первое место выдвинулись брюхоногие (гастроподы) и двустворчатые (пелециподы) моллюски. Очень важную роль в кайнозое играли простейшие – фораминиферы. Некоторые из них, такие, как нуммулиты и дискоциклины, достигали крупных размеров и

обитали на дне неглубоких хорошо прогревавшихся морей. Широкое распространение получили шестилучевые кораллы (рифостроящие организмы), иглокожие. Костистые рыбы заняли доминирующее положение в морях и океанах.

С начала палеогенового периода, когда из пресмыкающихся остались только змеи, черепахи и крокодилы, начали в изобилии распространяться млекопитающие, сначала примитивные, а затем все более высокоорганизованные их виды: кишечные, копытные, хоботные, грызуны, насекомоядные. В неогене появились медведи, носороги, быки, мастодонты, слоны, гиппарионы, в том числе и лошади, а также человекообразные обезьяны. Современный облик приняли птицы, акуловые и костистые рыбы. Среди морских млекопитающих – различные виды китообразных и ластоногих.

Растительность кайнозоя отличалась преобладающим распространением покрытосеменных форм, развитием флоры тропического и умеренного климатических поясов. В палеогеновый период тропические вечнозеленые растения – пальмы и кипарисы – произрастали в пределах средней Европы, сменявшиеся севернее более холоднлюбивой флорой – дубом, буком, платанами и хвойными.



Рис.4.16. Скелет мамонта.
Палеонтологический музей РАН.

Рубеж неогена и антропогена характеризовался развитием животного мира, приспособленного к условиям холодного климата вследствие наступивших великих четвертичных оледенений. Распространились мамонты (рис.4.16), волки, большерогие олени, медведи и др. Фауна позвоночных приобретала облик современных животных. В связи с тем, что огромные пространства были заняты сушей с травянистой растительностью, исключительного развития достигли насекомые.

Эволюцию органического мира в кайнозое увенчало появление человека. Предок человека – дриопитек существовал около 20 млн. лет назад и дал начало рамапитеку, обитавшему примерно 10 – 12 млн. лет назад. Первый гоминид – австралопитек появился 4.5 млн. лет назад. Это было существо, передвигавшееся на двух ногах. Около 1 млн. лет назад человек уже использовал простейшие орудия в виде ручных рубил, а далее эволюция кроманьонцев (40 – 35 тыс. лет назад) привела к появлению современного человека, владевшего огнем и каменными орудиями. К середине голоцена появились первые цивилизации.

Ниже в табличной форме приведена Международная геохронологическая шкала и перечислены некоторые важнейшие события в истории Земли и эволюции органического мира для отдельных отрезков геологического времени.

1. Краткая сводка глобальных событий в истории Земли в фанерозое

Эон (эонотема)	Эра (группа)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Начало, млн. лет назад	Основные события
Фанерозой	Кайнозой	Четвертичный	Голоцен	0.012	Конец последнего ледникового периода. Возникновение цивилизаций
			Плейстоцен	2.6	Многочисленные оледенения суши. Гляциостатические колебания уровня океана.
		Неогеновый	Плиоцен	5.3	Появление мамонтов, волков, большерогих оленей, медведей и первых гоминид - австралопитеков.
			Миоцен	23	Раскрытие Красного моря. Появление слонов, носорогов, мастодонтов, лошадей и человекообразных обезьян.
		Палеогеновый	Олигоцен	34	Альпийская складчатость. Начало покровного оледенения Антарктиды.
			Эоцен	56	Закрытие океана Тетис. Расцвет наземных и морских млекопитающих.
			Палеоцен	66	Господство покрытосемянных растений. Появление костистых рыб и примитивных млекопитающих. Расцвет брюхоногих и двустворчатых моллюсков.
		Мезозой	Меловой	145	Ларамийская складчатость. Расцвет наземных и морских рептилий. Массовое вымирание видов. Иридиевая аномалия.
			Юрский	201	Распад Пангеи-2. Позднекимерийская складчатость. Расцвет динозавров и птеродактелей. Появление сумчатых млекопитающих и первых птиц. Расцвет головоногих моллюсков, появление шестиручковых кораллов.
	Триасовый		252	Раннекимерийская складчатость. Первые динозавры и яйцекладущие млекопитающие.	
	Палеозой	Пермский	299	Образование Пангеи-2. Излияние Сибирских трапов. Массовое вымирание видов (трилобитов, четырехлучевых кораллов и др.).	
		Каменноугольный	359	Появление деревьев и пресмыкающихся. Расцвет стегоцефалов. Столкновение Гондваны и Евро-Америки. Гондванское оледенение.	
		Девонский	419	Первые голосеменные растения. Появление земноводных (ихтиостеги). Начало Герцинской складчатости.	
		Силурийский	443	Выход органической жизни на сушу. Ордовикосилурийское вымирание.	
		Ордовикский	485	Образование озонового слоя. Начало Каледонской складчатости.	
		Кембрийский	541	Массовое появление в океане новых групп организмов с минеральным скелетом.	

2. Краткая сводка глобальных событий в истории Земли в докембрии

Докембрий	Прогерозой	Неопрогерозой	Эдиакарий	~635	Разделение Паннотии на континенты Гондвана, Лавразия и мини-континенты. Эдиакарская фауна.
			Криогений	~720	Крупномасштабные оледенения Земли. Начало формирования суперконтинента Паннотия. Байкальская складчатость.
			Тоний	1000	Начало распада суперконтинента Родиния. Хайнаньская биота.
		Мезопрогерозой	Стений	1200	Формирование суперконтинента Родиния. Появление водных растений и грибов.
			Эктазий	1400	Первые многоклеточные организмы (красные водоросли)
			Калимий	1600	Распад суперконтинента Колумбия. Формирование осадочного чехла на кратонах.
		Палеопрогерозой	Статерий	1800	Появление эукариот. Формирование суперконтинента Колумбия (Пангея-1). Гудзонская складчатость.
			Орозирий	2000	Селецкая складчатость. Атмосфера Земли стала окислительной. Столкновение Земли с двумя крупными астероидами.
			Риасий	2300	Завершение гуронского оледенения. Внедрение гигантских интрузий (Бушвельдский комплекс и др.). Появления ядра у живых клеток.
			Сидерий	2500	Пик проявления железистых кварцитов (джеспилитов). Кислородная катастрофа. Начало Гуронского оледенения.
		Архей	Неоархей	2800	Беломорская складчатость. Формирование континентальной коры. Появление фотосинтезирующих цианобактерий.
			Мезоархей	3200	Раскол Ваальбары. Начало тектоники плит. Интенсивное формирование континентальной коры. Появление цианобактерий.
	Палеоархей		3600	Завершение формирования ядра Земли, возникновение геомагнитного поля. Формирование суперконтинента Ваальбара	
	Эоархей		4000	Образование атмосферы и гидросферы. Появление анаэробных одноклеточных организмов (прокариотов).	
		Катархей	~4600	Формирование Земли и Луны	

Глава 5. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ДИНАМИКА ВОД ОКЕАНА

Механизм и время формирования первичного океана на поверхности Земли до настоящего времени являются предметом дискуссий. Тем не менее, большинство исследователей склонны считать, что появление воды на поверхности Земли является результатом дегазации летучих (в том числе и воды) из вещества мантии и вещества метеоритов, интенсивно бомбардировавших Землю на ранних стадиях ее развития. В отношении истории формирования химического состава океанских вод мнения более однозначны.

Различают три стадии формирования солевой массы океана. На первой стадии воды первичного океана имели кислую реакцию, так как хлор, бром и фтор выделялись в виде сильных кислот: HCl , HBr и HF . Кислоты реагировали с ультраосновными и основными горными породами и в воду переходили щелочные, щелочноземельные и другие элементы. Таким образом, практически все анионы морской воды – продукты дегазации мантии, а катионы – продукты разрушения пород земной коры. В водах первичного океана отсутствовал сульфат-ион, что служит доказательством отсутствия в это время в океане и атмосфере кислорода.

Вторая стадия формирования химического состава вод океана связана с появлением на Земле фотосинтезирующих цианобактерий и водорослей. Выделение свободного кислорода в процессе фотосинтеза привело к изменению состава океана, а затем и атмосферы. Атмосфера стала азотно-кислородной. Соединения углерода были окислены до углекислого газа, который почти полностью был извлечен в процессе фотосинтеза. Сера и сероводород окислились, и в океане начал накапливаться сульфат-ион. Железо из двухвалентного перешло в трехвалентное состояние и, потеряв геохимическую подвижность, выпало в осадок (образовав железистые кварциты). Увеличилась подвижность кальция и магния.

После установления стабильного состава атмосферы наступила последняя, третья стадия (1.5 – 0.5 млрд. л. н.), во время которой солевой состав вод Мирового океана приблизился к современному.

5.1. Химический состав вод океана

Солевой состав

Соленость морской воды (S) измеряют в граммах растворенных солей в килограмме раствора (г/кг), что соответствует единицам измерения солености в промиллях (‰). В настоящее время средняя (нормальная) соленость вод Мирового океана составляет 35 ‰. Теоретически, в морской воде в растворенном состоянии должны находиться практически все химические элементы таблицы Менделеева. Однако, солевой состав морских вод определяется сравнительно небольшой группой элементов в виде катионов и анионов (табл.1).

Табл. 1. Ионный состав морской воды ($S=35$ ‰)

Катионы		Анионы	
	Кол-во г/кг		Кол-во г/кг
Na^+	10.8	Cl^-	19.3
Mg^{2+}	1.3	SO_4^{2-}	2.7
Ca^{2+}	0.4	HCO_3^-	0.14
K^+	0.4	Br^-	0.07
Sr^{2+}	0.008	F^-	0.0013

Все остальные элементы находятся в морской воде в очень небольших количествах. Их общее содержание не превышает 0.02%. К ним относятся элементы биогенного происхождения (C, H, N, P, Si, Fe, Mn) и микроэлементы (с концентрацией меньше $1/10^6$).

Подавляющую часть морской соли составляют хлориды. В этом состоит главное отличие морской воды от речной, в которой преобладают углекислые соли. В океане углекислые соли не могут накапливаться в растворенном виде выше определенного предела и осаждаются в виде карбоната кальция. Было установлено, что относительное содержание основных солей постоянно для всего океана. Постоянство солевого состава морской воды – главная закономерность в химии океана. При этом, концентрация растворенных солей, или соленость, может меняться значительно, например, от 10 г/кг в Балтийском море до 130 г/кг в лагунах Мексиканского залива.

Распределение солености в поверхностном слое океана (исключая моря) носит зональный характер. Наименьшие значения солености отмечаются в полярных районах, что обусловлено таянием льдов, а для Северного Ледовитого океана – еще и материковым стоком сибирских рек, а также в сравнительно узкой экваториальной зоне, что объясняется положительным пресным балансом (атмосферные осадки преобладают над испарением). Наибольшая соленость отмечается в субтропических зонах около 20° северной и южной широты (рис.5.1).

Неоднородность поля солености Мирового океана является результатом физических процессов. Наибольшее значение имеют испарение и выпадение осадков. В прибрежных районах важным фактором является речной сток. Зональное распределение солености нарушается течениями. Система Гольфстрима выносит воду с соленостью 35‰ в Норвежское море и в Арктику. Восточно-Гренландское и Лабрадорское течения значительно понижают соленость, перенося распресненную таянием льдов и осадками воду в более южные районы океана.

Изменение солености по вертикали значительно сложнее, чем на поверхности океана, и связано с распределением водных слоев в зависимости от плотности и температуры.

Растворенные газы и биогенные вещества

Газы попадают в океан в результате обмена с атмосферой, при подводной вулканической деятельности и в результате протекающих в морской воде химических и биологических процессов. Важнейшими газовыми составляющими вод океана являются кислород, углекислый газ, азот и сероводород.

Большая часть растительного мира океана – это микроскопические фитопланктонные организмы, которые в основном и являются первичной продукцией моря. На основе первичной продукции развиваются все другие морские организмы – бактерии, зоопланктон, рыбы, морские животные. Для развития фитопланктона, кроме энергии солнечного света, необходимы неорганические компоненты. В состав организмов входит до 60 химических элементов; однако 90-95% массы организмов состоит из шести элементов: углерода, кислорода, водорода, азота, фосфора и кремния. Соединения углерода, азота, фосфора, крем-

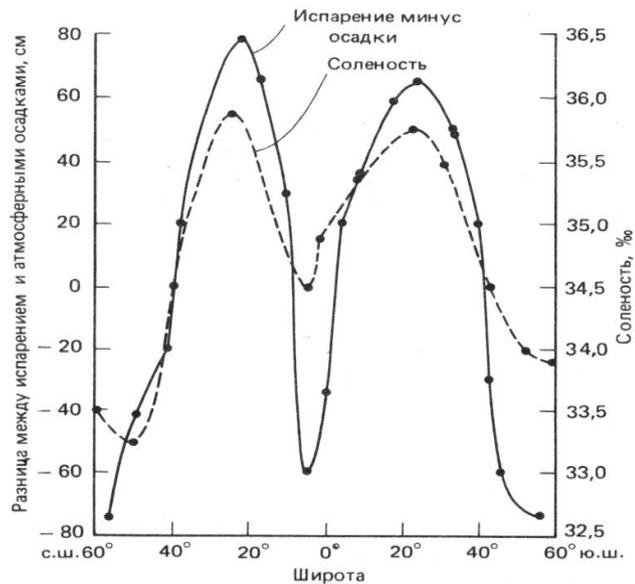


Рис.5.1. Дебит и соленость вод Мирового океана (Defant, 1961).

ния, которые необходимы для жизнедеятельности организмов, получили название биогенных веществ.

Кислород. Соотношение кислорода и азота в морской воде составляет приблизительно 1:2, в то время как в атмосфере оно равно 1:4, т. е. относительное содержание кислорода в морской воде повышено. Кислород в морской воде является подвижным и активным элементом. Наличие кислорода в воде обязательно для существования большинства организмов. Концентрация кислорода в океане колеблется в пределах до 10 мл/л. Основными источниками кислорода в морской воде являются: обмен с атмосферой и выделение его в результате фотосинтеза.

По величине концентрации кислорода водную толщу океана можно разделить на четыре зоны: поверхностная, промежуточная, глубинная и придонная. Поверхностная зона, в свою очередь, может быть подразделена на верхний слой, слой наибольшего фотосинтеза и нижний слой. Верхний слой (0—10 м) вследствие обмена с атмосферой почти всегда насыщен кислородом. Слой наибольшего фотосинтеза характеризуется пересыщением кислородом. Нижний слой характеризуется падением концентрации кислорода.

Промежуточная зона (слой кислородного минимума) меняет свое положение в разных частях океана от 100—300 до 1400—1600 м. В этой зоне происходит резкое падение температуры и содержания кислорода до величин порядка 0.5 мл/л.

Глубинная зона занимает основную часть водной толщи океана и характеризуется довольно высоким содержанием кислорода – до 5 мл/л. В глубинной зоне океана происходит перемещение богатых кислородом водных масс арктического и антарктического происхождения, которые были насыщены кислородом при низкой температуре, что и вызывает обогащение этой зоны. Даже в глубоководных впадинах (более 8 км) Тонга, Кермадек и Марианской содержание кислорода довольно высокое – около 4 мл/л.

Придонная зона занимает незначительную часть водной толщи океана и характеризуется низким содержанием кислорода.

Сезонное изменение кислорода наблюдается только в поверхностной зоне в средних и высоких широтах. Зимой концентрация кислорода возрастает вследствие увеличения растворимости газов при понижении температуры, несмотря на уменьшение роли фотосинтеза. Летом наблюдается понижение содержания кислорода, но иногда отмечаются вспышки цветения водорослей, которые создают перенасыщение кислородом отдельных участков поверхностной зоны.

Углекислый газ. Это соединение углерода обладает особыми физическими и химическими свойствами и встречается в природе в разнообразной форме и больших количествах. Гидросфера со своими биохимическими и геохимическими процессами оказывает огромное влияние на динамику CO_2 , на его содержание в атмосфере. Изменение концентрации CO_2 в атмосфере влияет на тепловой баланс земной поверхности, на химические свойства воды, на геологические явления и на климат.

В поверхностных слоях океана в процессе фотосинтеза растений происходит поглощение CO_2 . Эта потеря компенсируется растворением двуокиси углерода из атмосферы. На больших глубинах, где фотосинтез из-за недостатка света прекращается, идет образование CO_2 за счет разложения органического вещества. В верхнем 500-метровом слое окисляется в среднем до 87% первичной продукции. В донные осадки попадает 0.1% органического вещества, из которого только 0.0001 часть консервируется в осадках и идет на формирование углеводородов. Повышение концентрации CO_2 с глубиной вызывает увеличение растворимости карбоната кальция, поэтому известковые скелеты организмов, оседающие на дно, частично или полностью растворяются.

Запасы двуокиси углерода в океане поддерживаются поступлением из атмосферы, дыханием водных организмов, разложением органических остатков, растворением известковых

пород дна и берегов, поступлением при подводных вулканических извержениях и с материковым стоком. Уменьшение двуокси углерода вызывается переходом в атмосферу, потреблением фитопланктоном при фотосинтезе, осаждением в виде карбоната кальция на дно океана.

Азот. Среди газов, растворенных в морской воде, наибольшую концентрацию имеет азот. Однако ввиду химической инертности азот почти не участвует в процессах, протекающих в океане. Содержание растворенного азота в морской воде изменяется мало. В поверхностных слоях его относительное содержание всегда предельное. В поверхностной зоне океана азот частично усваивается в процессе фотосинтеза фитопланктоном, который, в свою очередь, служит основой питания зоопланктона. При разложении органического вещества зоопланктона происходит регенерация азота, часть которого вновь усваивается фитопланктоном.

Значительное количество азота в океане находится в виде соединений. Нитраты, являющиеся основной формой связанного азота в океане, представляют главный источник азотного питания организмов и конечный продукт минерализации органического вещества. Ниже зоны фотосинтеза концентрация нитратов быстро увеличивается, достигая максимума на 400 – 1000 м. Количество азота, которое попадает в донные осадки, мало.

Сероводород. Сероводород появляется в морской воде только в случае отсутствия кислорода. Образование сероводорода при биохимическом восстановлении сульфатов протекает при участии анаэробных бактерий. Другой источник поступления сероводорода – разложение органического вещества. Временное образование сероводорода отмечалось в Индийском и Атлантическом океанах, в восточной части Средиземного моря. Постоянно сероводород содержится в Черном море на глубинах более 150 – 200 м вследствие отсутствия обмена глубинных вод через мелководный пролив Босфор и слабой вертикальной циркуляции вод в самом Черном море. Концентрация сероводорода в нем достигает 7 мл/л. Бескислородные условия и высокое содержания сероводорода отмечаются также в замкнутых бассейнах континентального склона Калифорнии (Калифорнийского бордерленда) и Мексиканского залива, в глубоких фиордах Норвегии. В последнем случае обмену вод препятствуют конечные морены, образованные верхнеплейстоценовыми ледниками на выходах из фиордов. Присутствие сероводорода губительно влияет на морскую фауну, поэтому толщи воды, подвергшиеся сероводородному заражению, как правило, безжизненны.

Биогенные вещества. Потребление биогенных веществ в верхних слоях океана фитопланктоном и удаление их из этих слоев с остатками организмов, падающих вниз, приводит к обеднению этих слоев. Что касается соединений углерода, то запасы этого элемента в виде CO_2 в море, атмосфере и донных отложениях столь велики, что изменения его концентрации из-за развития фитопланктона представляются несущественными. Но фосфора, азота и кремния при интенсивном развитии фитопланктона может оказаться недостаточно.

Фосфор относится к основным биогенным элементам. Большая часть фосфора в океанских водах находится в виде растворимых неорганических соединений. Основным источником фосфора в океане является речной сток. Речные воды содержат фосфор в неорганической и органической формах, а также в виде взвеси неорганического происхождения. Другим источником поступления фосфора является эоловый вынос терригенного материала и донные отложения.

Неорганический фосфор, как и формы неорганического азота, усваивается растениями и переходит в органические соединения. Органический фосфор в процессе разложения под воздействием бактерий или ферментов снова переходит в неорганическую форму. Схема круговорота фосфора подобна циклу азота, но имеет два отличия: по сравнению с азотом фосфор быстрее освобождается из органического вещества и у фосфора имеет место обмен с донными отложениями.

Распределение неорганического фосфора в океане определяется процессами потребления его фитопланктоном и регенерацией, а также динамическими причинами. В поверхностных водах концентрация фосфора меньше, чем в глубинных. С глубиной концентрация фосфора увеличивается, достигая максимальных значений в пределах 500—1200 м. Сезонные изменения содержания фосфатов в поверхностном слое аналогичны изменениям нитратов. Весной и летом в высоких и умеренных широтах бурное развитие фитопланктона может привести к полному исчезновению питательных солей в зоне фотосинтеза. Большую часть года отсутствуют биогенные элементы в поверхностных слоях экваториальной и тропической зон. Только в районах подъема глубинных вод (в зонах апвеллинга) наблюдаются высокие концентрации соединений азота и фосфора.

Кремний входит в состав скелетов различных морских организмов. Хотя кремний является одним из самых распространенных элементов земной коры, концентрация его в морской воде невелика. Распределение кремния в океане сходно в общих чертах с распределением азота и фосфора. Наименьшее количество кремния отмечается в поверхностных слоях, где он используется фитопланктоном. С глубиной его концентрация растет вследствие растворения скелетных частей морских организмов, достигая максимума у дна. Максимум содержания кремния расположен глубже максимума фосфора и азота, так как регенерация фосфора и азота из мягких тканей организмов идет быстрее, чем растворение скелетов и панцирей, часть которых достигает дна. Кремнистые диатомовые илы занимают до 10% площади дна океана. Эта потеря кремния из общего цикла компенсируется речным стоком и золовым переносом.

5.2. Физические свойства и структура океаносферы

Важнейшим физическим параметром океанских вод, определяющими структуру и динамику океаносферы, является их плотность. Плотность воды в океане зависит, прежде всего, от ее температуры, а также от солености и давления. В зависимости от соотношения этих величин, плотность морской воды варьирует примерно от 1.02 до 1.07 г/см³.

Плотность морской воды возрастает с понижением температуры и с увеличением солености и давления. Известно, что у пресной воды температура замерзания 0 °С, а максимальная плотность достигается при температуре +4 °С. Для морской воды картина иная. При нормальной солености (35 ‰) температура ее замерзания составляет около –1.8 °С.

Максимальная плотность при такой солености также достигается в области отрицательных температур. Температура максимальной плотности по значению солености может быть вычислена по формуле:

$$t = 4 - 0.215 S, \text{ где } S - \text{соленость, } \text{‰}.$$

На рис.5.2 представлены графики температур замерзания и достижения максимальной плотности воды в зависимости от ее солености. При значении солености воды 24.69 ‰ графики пересекаются. Это значение солености разделяет соленые бассейны на морские ($S > 24.69 \text{ ‰}$) и озерные или солоноватые ($S < 24.69 \text{ ‰}$), существенно различающихся гидрологическим режимом при низких температурах.

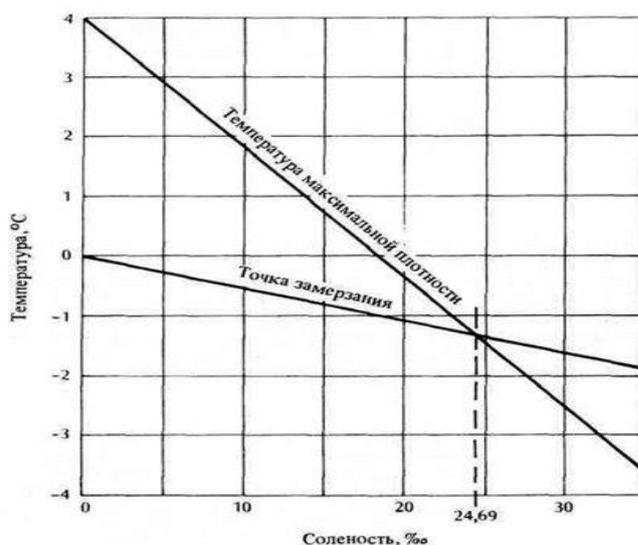


Рис.5.2. Графики температур замерзания и максимальной плотности воды в зависимости от ее солености.

Различия плотности морской воды, контролируемые ее температурой, обуславливают плотностную стратификацию океаносферы по вертикали. Изменение плотности с глубиной препятствует вертикальному перемещению водных масс и определяет стабильность структуры океаносферы. Почти повсеместно в океанах температура понижается с глубиной. Соответственно, возрастает ее плотность. Особенно быстро температура уменьшается с глубиной в верхней части водного столба. Так, в низких широтах температура на поверхности равна обычно $+18-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глубине 500 метров она снижается до $+8\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глубине 1000 метров – до $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$, на 4000 метров – до $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

По изменениям температуры и плотности водная толща океанов может быть разделена на три зоны (рис.5.3). Верхняя поверхностная зона до глубин порядка 200-300 метров, включающая слой относительно теплых вод, образует как бы линзу, плавающую на огромной толще более холодных, соленых и плотных глубинных вод.

Температура вод поверхностной зоны подвержена сезонным колебаниям, поэтому ее называют также *сезонным термоклин*. Поверхностная и глубинная зоны разделены зоной изменения температур и плотности, которая не подвержена сезонным изменениям, но зависит от географической широты. Эта зона называется *постоянным термоклин*.

Вследствие плотностной стратификации, передача количества движения горизонтальных потоков между зонами очень мала. Поверхностные воды малой плотности не могут погружаться сквозь термоклин в глубинную зону до тех пор, пока из-за изменения солености и температуры их плотность не превысит плотность воды более глубинных зон. Поэтому можно считать, что на большей части Мирового океана поверхностная и более глубинные зоны океаносферы во многом существуют независимо друг от друга. Лишь в некоторых районах Мирового океана создаются условия для подъёма глубинных вод к поверхностной зоне и погружения поверхностных вод на большие глубины.

Рис.5.4. иллюстрирует сезонные колебания температур поверхностных вод Мирового океана. Из рисунка видно, что районы

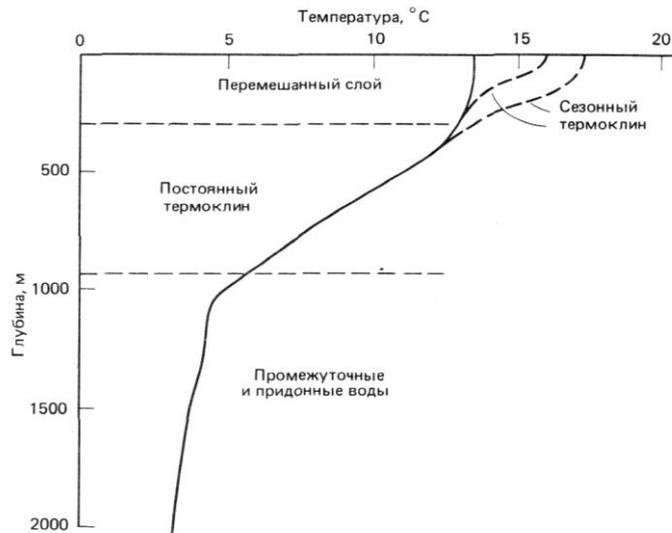


Рис.5.3. Типичный температурный профиль океаносферы (Кеннет, 1987).

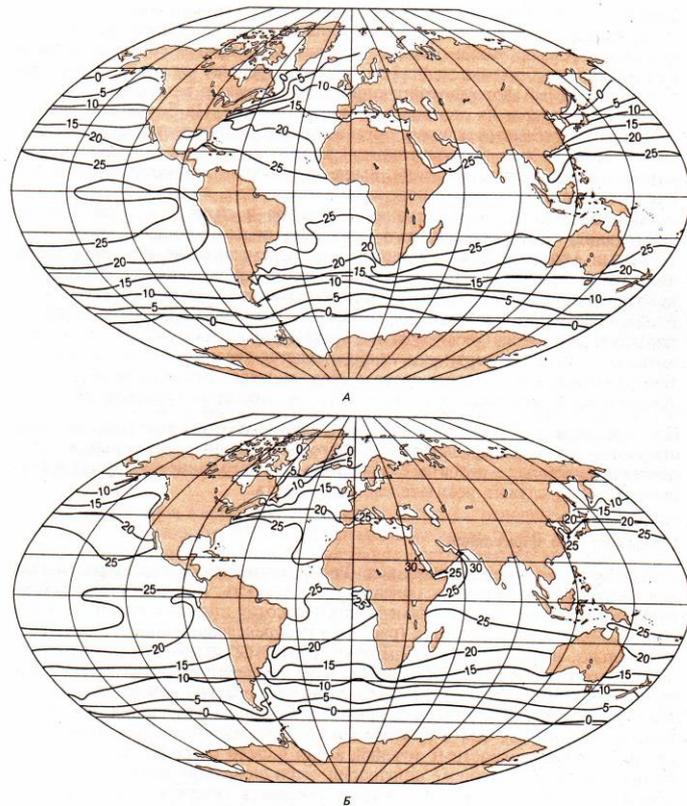


Рис.5.4. Температура поверхностных вод Мирового океана в феврале (А) и августе (Б) (Кеннет, 1987).

наиболее стабильных температур поверхностных вод независимо от времени года тяготеют к экваториальной и тропической зонам Мирового океана (зона высоких температур) и Южному океану в районе Антарктиды (зона низких температур). Полярные широты Северного полушария в отношении сезонных колебаний температур менее устойчивы.

Температуры более глубоких зон не подвержены сезонным колебаниям, но характер их распределения зависит от географической широты (рис.5.5.). Из приведенного рисунка следует, что зона наиболее низких глубинных температур находится в Южном океане, в районе Антарктиды. Температуры вод здесь на первые градусы ниже, чем в полярных широтах северного полушария. При сравнении температурных разрезов на этом рисунке видно, что глубинные воды Атлантического океана отличаются несколько более высокими температурами, по сравнению с температурами глубинных вод Тихого океана.

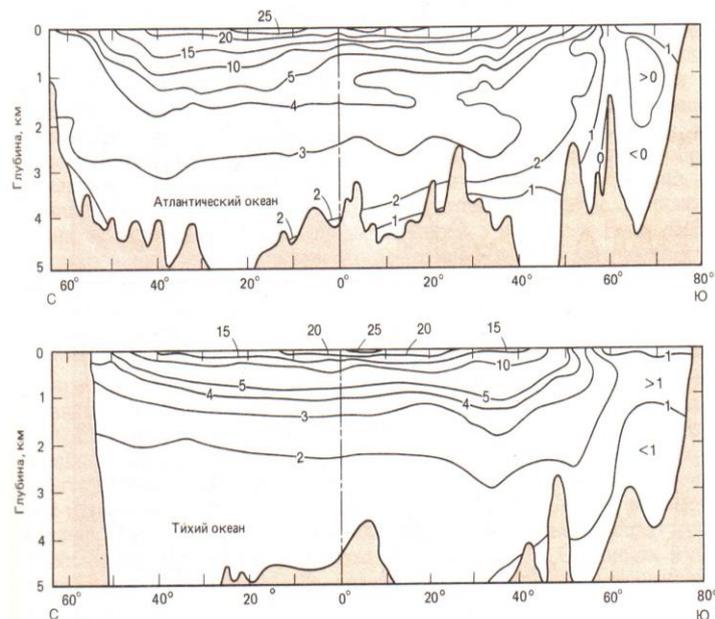


Рис.5.5. Распределение глубинных температур в Атлантическом (вверху) и Тихом (внизу) океанах (Dietrich, 1963).

В высоких широтах, где поверхностные температуры низкие и близки к температурам глубинных вод, постоянный термоклин практически отсутствует. За счет низких температур в этих широтах возрастает плотность поверхностных вод (рис.5.6). При низких температурах увеличивается растворимость в воде газов, и поверхностные воды обогащаются кислородом. Льдообразование увеличивает соленость и, соответственно, – плотность поверхностных вод, которая в итоге, начинает превышать плотность глубинных вод и создаются условия для погружения богатых кислородом холодных и плотных поверхностных вод на большие глубины. Погружение поверхностных вод в полярных широтах порождает *глубинные (термогалинные) течения*, благодаря которым глубинная зона океаносферы в пределах всего Мирового океана обогащается кислородом. При этом наибольший вклад в формировании таких течений вносит погружение поверхностных вод в районе Южного океана.

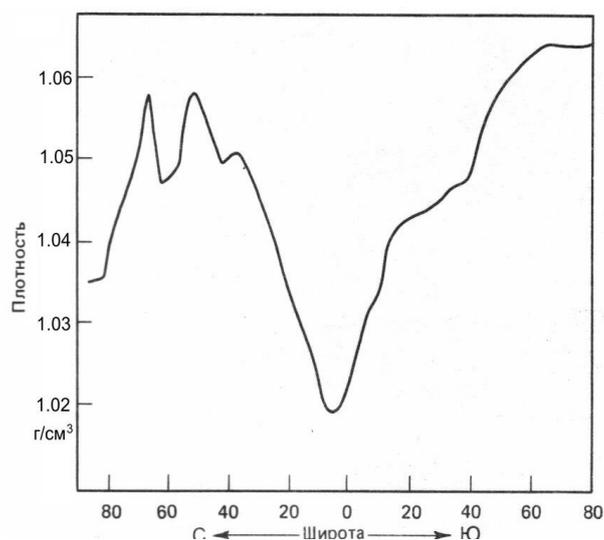


Рис.5.6. Зависимость плотности поверхностных вод Атлантического океана от географической широты (Wust et al., 1954).

Таким образом, большая часть океанских вод, находящихся ниже термоклина, образована в полярных и субполярных областях. По мере движения этих вод от высоких широт к низким через глубоководные бассейны они стареют и обедняются кислородом благодаря дыханию животных и окислению органического детрита. Следовательно, содержание кислорода в глубинных водах может служить показателем их возраста.

В поверхностной зоне преобладают ветровые течения. Она хорошо перемешивается ветрами и волнами, а также за счет сезонного охлаждения и увеличения солености при испа-

рении. Поэтому эту зону часто называют перемешанным слоем океаносферы. В поверхностной зоне морской фитопланктон осуществляет фотосинтез, что делает ее источником пищи в океане.

5.3. Поверхностные и глубинные течения

Первопричиной поверхностных течений в Мировом океане являются ветры нижней атмосферы, создающие касательные напряжения на поверхности океана. Ветры непосредственно влияют только на самые верхние слои. Тем не менее, толщина слоя вод, затронутого поверхностной циркуляцией, зависит от стратификации водной толщи и, по видимому, распространяется на глубину до 300-500 метров в низких широтах и до тысяч метров в Арктике и Антарктике.

Сила Кориолиса

Из-за вращения Земли вокруг своей оси все тела, движущиеся на ее поверхности, испытывают воздействие ускорения силы Кориолиса. Воздействие этой силы на движущиеся водные и воздушные массы во многом определяет картину течений и других гидродинамических процессов в Мировом океане.

Схема, поясняющая возникновение ускорения силы Кориолиса, приведена на рис.5.7. Ускорение силы Кориолиса (a) равно векторному произведению двух векторов: вектора угловой скорости вращения Земли (ω) и вектора скорости движения тела относительно поверхности Земли (V):

$$a = \omega \times V,$$

т.е. вектор ускорения силы Кориолиса a направлен ортогонально плоскости векторов ω и V , а его величина равна произведению величин этих векторов и синуса угла между ними:

$$a = \omega \cdot V \cdot \sin \varphi$$

При движении тел вдоль поверхности Земли в общем случае ускорение силы Кориолиса имеет горизонтальную и вертикальную составляющие, величины и соотношение между которыми зависят от географической широты и направления движения тел. Вертикальная составляющая увеличивает или уменьшает ускорение силы тяжести для движущихся тел, а горизонтальная – меняет направление движения тел, отклоняя их вправо от направления движения в Северном полушарии, и влево – в Южном. Горизонтальная составляющая силы Кориолиса преобладает над вертикальной в высоких широтах. С приближением к экваториальной зоне ее роль уменьшается и в районе экватора она принимает нулевые значения, а при пересечении экватора – меняет знак на противоположный. Роль вертикальной составляющей силы Кориолиса, напротив, в высоких широтах незначительна, но возрастает с приближением к низким широтам. В районе экватора сила Кориолиса представлена только вертикальной составляющей, величина которой максимальна при движении тел в широтном направлении, и принимает нулевые значения при их движении вдоль меридиана, когда синус угла между векторами ω и V равен нулю. Т.е. сила Кориолиса отсутствует при движении тел на экваторе с севера на юг или с юга на север.

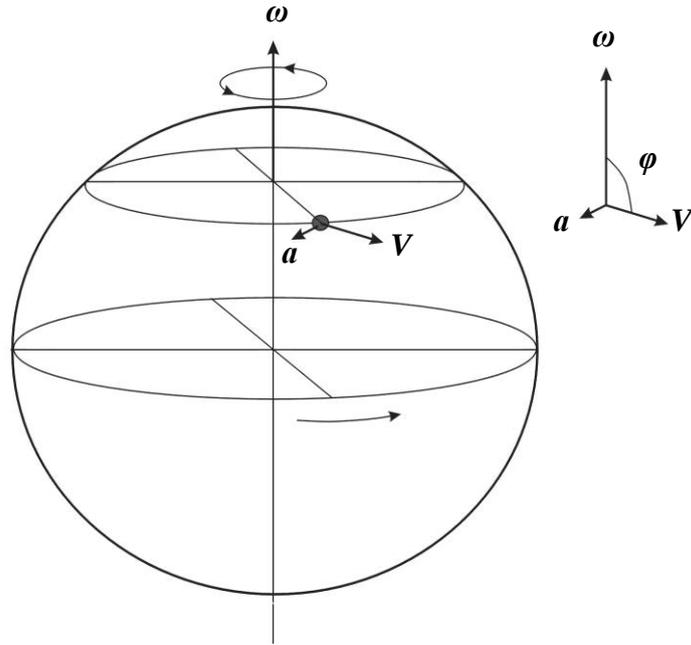


Рис.5.7. Схема, поясняющая возникновение ускорения силы Кориолиса.

Различный знак горизонтальной составляющей силы Кориолиса в Северном и Южном полушариях Земли обуславливает различия в направлениях вихревой составляющей (по часовой или против часовой стрелки) при движении водных и воздушных масс в этих полушариях.

Циркуляция вод в Мировом океане

Поверхностная циркуляция вод Мирового океана определяется глобальной системой ветров – северным и южным пассатами, перемещающих воздушные массы из более высоких широт в низкие. При движении к низким широтам за счет силы Кориолиса северные пассаты отклоняются по часовой стрелке, а южные – против часовой стрелки (рис.5.8). В результате такого движения воздушных масс и их взаимодействия с поверхностью Мирового океана в низких широтах к северу и югу от экватора возникают северное и южное пассатные течения, направленные с востока на запад. Между ними вдоль экватора образуется экваториальное противотечение, направленная с запада на восток. Пассатные течения при движении с востока на запад за счет силы Кориолиса образуют ветви, отклоняющие движение водных масс по часовой стрелке в Северном полушарии, и против часовой – в Южном, т.е. в конечном итоге образуют вихревую систему течений в Северном и Южном полушариях. При этом в высоких широтах формируются замкнутые северное и южное полярные течения, направленные с запада на восток. Такая идеальная картина формирования течений имела бы место в случае, если бы вся поверхность Земли была покрыта океаном. Но на пути течений расположены континенты, которые разделяют акваторию Мирового океана на отдельные бассейны. Тем не менее, на акваториях этих бассейнов (в Тихом, Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах) прослеживаются рассмотренные выше закономерности.

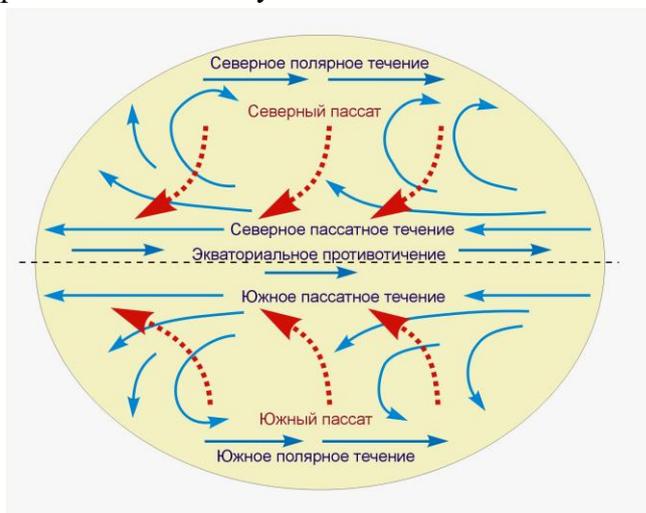


Рис.5.8. Принципиальная схема формирования поверхностных течений в Мировом океане.

Самые выразительные элементы поверхностной океанской циркуляции – это огромные антициклонические круговороты: по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой стрелки в Южном (рис.5.9). Круговороты Северного и Южного полушарий разделены четко выраженными зональными пассатными (северным и южным) течениями и экваториальным противотечением. В каждом круговороте особенно узки и интенсивны течения на западных окраинах океанов, так называемые *западные пограничные течения*. Это течения Гольфстрим, Куроисио, Бразильское, Восточно-Австралийское. Они переносят теплые воды в направлении полюсов. Западные пограничные течения начинаются от поверхностных пассатных течений, но по мере развития они могут охватывать более глубокие горизонты, вплоть до самого дна. Так, в некоторых районах Атлантики отмечена эрозия донных отложений течением Гольфстрим.

На восточных окраинах океанов возникают довольно слабые и расплывчатые *восточные пограничные течения*. Они несут холодные воды к экватору. Это течения Канарское, Бенгальское, Западно-Австралийское, Калифорнийское и Перуанское. В северной части Индийского океана, почти полностью находящейся в экваториальной зоне, течения контролируются сезонными муссонами.

В приполярных широтах Северного полушария обилие континентальных масс препятствуют возникновению единого кругового полярного течения, направленного с запада на

восток, хотя тенденция преобладающего восточного направления в переносе водных масс здесь явно преобладает. Кроме того, в высоких широтах Северного полушария образуются слабые вторичные «циклонические» круговороты водных масс, направленные против часовой стрелки. Компонентами таких малых круговоротов являются течения Ойясио и Аляскинское.

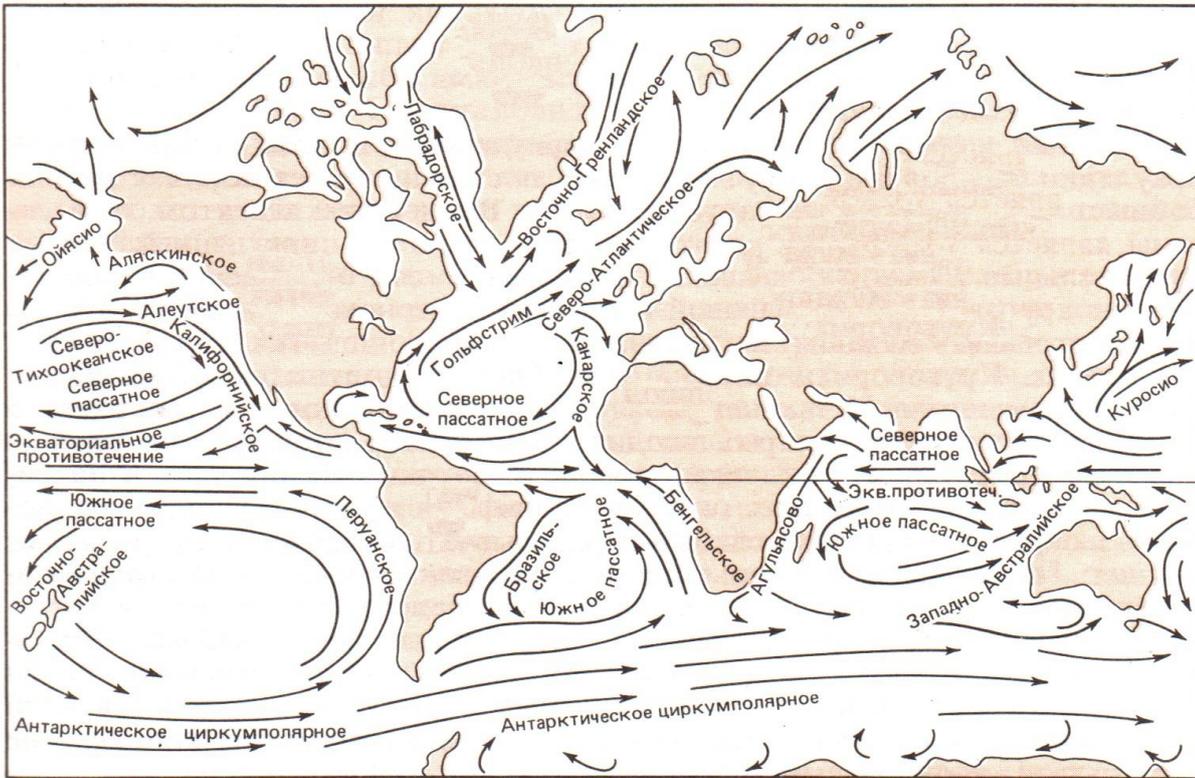


Рис.5.9. Схема главных поверхностных течений Мирового океана (Кеннет, 1987).

В Южном полушарии полярное (Антарктическое циркумполярное) течение не отклоняется континентальными барьерами. Это течение опоясывает Антарктиду кольцом и переносит водные массы с запада на восток на всех глубинах, что связано с отсутствием здесь постоянного термоклина. Антарктическое циркумполярное течение переносит наибольшее количество воды, по сравнению с другими течениями, более 230 миллионов кубометров в секунду. Для сравнения, течение Гольфстрим переносит около 100 млн. м³/с, а у большинства других течений эта величина составляет 15 – 50 млн. м³/с.

Глубинная циркуляция. Наряду с системой горизонтальных круговоротов и течений поверхностной зоны, в Мировом океане существует система глубинной циркуляции вод, образующихся в высоких широтах за счет взаимодействия поверхностных вод с атмосферой. Эти воды опускаются и растекаются на огромные расстояния, заполняя дно котловин в центре океанов. Их отток компенсируетсядвигающимися к полюсам потоками поверхностных вод, а также поступлением водных масс, поднимающихся с промежуточных глубин. Глубинные и промежуточные воды с их особыми свойствами создаются исключительно на поверхности океана, в пределах его полярных областей. После того, как вода достигла дна океана, ее температура и соленость меняются незначительно, в то время как содержание кислорода и углекислого газа постепенно снижается за счет биологической активности.

Важнейшими источниками придонных океанских вод являются Южный океан (акватории Тихого, Атлантического и Индийского океанов в окрестностях Антарктиды), а также полярные районы Северной Атлантики (Норвежское и Гренландское моря) и Северный Ледовитый океан. Главенствующая роль здесь принадлежит Южному океану, который не зря

называют легкими Мирового океана. Действительно, по подсчетам океанологов, потоки придонных антарктических вод несут богатые кислородом холодные воды на север вплоть до 50° северной широты в Тихом океане и 10° северной широты в Атлантическом. К антарктическим придонным водам относятся все воды Тихого и Индийского океанов с температурами ниже 3°C и все воды Атлантики с температурами ниже 2°C (см. рис.5.5).

Особое значение для формирования антарктических придонных вод и, соответственно, для формирования термогалинной (глубинной) циркуляции имеет образование морских льдов. Морской лед содержит лишь около 30% солей, растворенных в морской воде, из которой он образовался. Остающиеся в процессе замерзания соли поступают в находящуюся подо льдом воду, температура которой близка к точке замерзания, и, таким образом увеличивают ее соленость и плотность. Затем эти воды погружаются и распространяются к северу, охватывая обширные акватории Мирового океана.

Полярные районы Северного полушария играют второстепенную роль в формировании термогалинной циркуляции. Формирование придонных вод здесь происходит, в основном, лишь в Северной Атлантике (в Норвежском и Гренландском морях). В северной части Тихого океана формирования придонных вод практически не происходит, даже при наличии морских льдов в Беринговом море каждую зиму. Это объясняется недостаточно низкой температурой и слишком низкой соленостью поверхностных вод Берингова моря, которые исключают появление плотностной инверсии.

Скорость глубинных течений составляет обычно несколько сантиметров в секунду, однако в отдельных районах, например, в районах западных пограничных течений, скорость глубинных течений может измеряться десятками сантиметров в секунду.

Апвеллинг. Под действием ветра в движение вовлекаются сначала поверхностные, а затем и более глубинные слои водной толщи. Но поверхностные воды не движутся прямо по направлению ветра. Благодаря действию силы Кориолиса постоянный ветер будет гнать поверхностные воды под углом до 45° к направлению ветра. В Северном полушарии вода отклоняется вправо, а в Южном – влево от направления ветра. Сила Кориолиса отклоняет каждый нижележащий слой все дальше от направления ветра. Из-за снижения влияния сил трения между слоями воды, скорости течений снижаются с увеличением глубины (рис.5.10). Эта спиральная структура движения называется спиралью Экмана.

При постоянном ветре, направленном от побережья или вдоль него (если берег находится слева от направления ветра в Северном полушарии и справа – в Южном), поверхностные воды отжимаются от берега за счет экмановского эффекта и им на смену приходят более глубинные воды. Подъем глубинных вод к поверхности океана называется *апвеллингом*. Районы подъема глубинных вод к поверхности океана называются зонами *океанской дивергенции* (дивергентными зонами), а районы опускания поверхностных вод на большие глубины – зонами *океанской конвергенции*.

Дивергентные зоны возникают не только у побережий, но и в открытом океане. Так, например, в экваториальной зоне Тихого и Атлантического океанов расходящиеся ветви северного и южного пассатных течений образуют дивергентные зоны в пределах эквато-

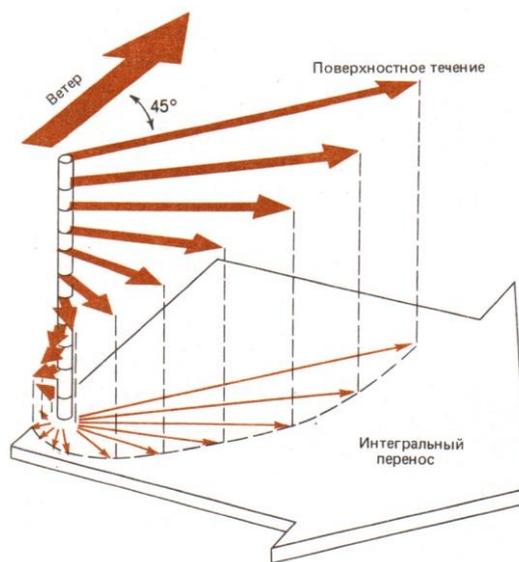


Рис.5.10. Спираль Экмана для Северного полушария (Watkins and Kennet, 1972).

риального противотечения. Мощные зоны апвеллинга существуют также в пределах Южного океана (в окрестностях Антарктиды). Под шельфовыми ледниками Антарктиды и вблизи них формируются и погружаются плотные холодные потоки придонных вод, которые распространяясь в придонных горизонтах, вытесняют к поверхности водные массы с промежуточных глубин.

Восходящие потоки глубинных вод обогащены биогенными веществами (соединениями азота, фосфора и кремния), необходимыми для поддержания биологической активности. По этой причине зоны апвеллинга, как правило, отличаются исключительно высоким биологическим разнообразием и относятся к числу биологически наиболее продуктивных районов мира.

5.4. Волновые движения океаносферы

Ветровые волны

Ветровые волны возникают в результате трения ветра о водную поверхность. Зародыши волн — это мелкая рябь. Усиление ветра вызывает перемещение воды по замкнутым или почти замкнутым траекториям. В открытом море волны имеют колебательный характер, при котором подавляющая часть воды не испытывает поступательного движения в горизонтальном направлении. У берегов или в области мелководья колебательная волна превращается в поступательную волну. Высота океанских волн обычно колеблется в пределах 3 – 6 м, увеличиваясь в периоды штормов до 10 и даже 18 м и более. Длина волны соответствует расстоянию по горизонтали между двумя гребнями (или двумя ложбинами). Она зависит от силы ветра и при сильных штормовых ситуациях возникают волны в широком спектре длин волн, вплоть до нескольких сот метров.

Скорость распространения (V) волн в океане зависит от соотношения длины волны (L) и глубины океана (H). По этому параметру различают волны на глубокой воде (рис.5.11а), у которых длина гораздо меньше глубины бассейна, и волны на мелкой воде, у которых длина сопоставима или превышает глубину бассейна (рис.5.11б).

На глубокой воде скорость распространения волн зависит только от длины волны (L) и ускорения силы тяжести (g):

$$V = \sqrt{\frac{L \cdot g}{2\pi}}$$

При штормовом ветре в волнении моря содержится весьма широкий спектр волн, длиной от долей метра до сотен метров. Все они имеют разные скорости распространения и коэффициенты затухания. После ослабления ветра коротковолновые составляющие из-за сравнительно малой скорости не распространяются на большие расстояния и довольно быстро затухают. Длинноволновые составляющие в виде зыби благодаря высокой скорости и слабому затуханию распространяются на значительные расстояния и могут наблюдаться на расстояниях сотни и даже тысячи километров от места их образования.

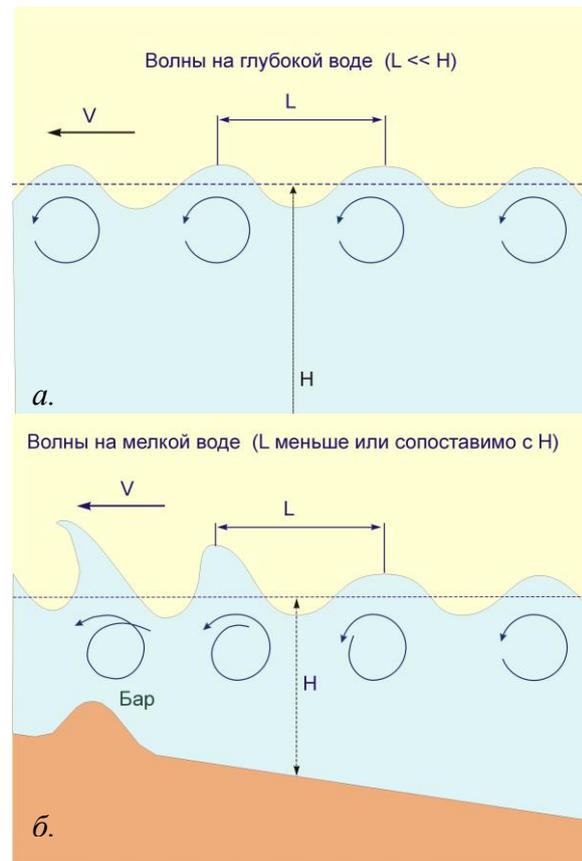


Рис.5.11. Волны на глубокой (а) и мелкой (б) воде.

Волны на мелкой воде подчиняются иным закономерностям. С приближением к берегу волны достигают глубин сопоставимых с их длиной. При этом начинается взаимодействие волн с дном бассейна и скорость их распространения определяется лишь глубиной дна (H) и ускорением силы тяжести (g):

$$V = \sqrt{H \cdot g}$$

По мере приближения к берегу и уменьшения глубины дна скорость движения волн постепенно уменьшается, при этом сокращается длина волн и увеличивается их амплитуда. В траекториях движения частиц воды появляется составляющая поступательного движения, направленная к берегу. Из-за увеличения крутизны фронтальной части профиль волны становится асимметричным, в ее верхней части образуется гребень и, наконец, волна «прокидывается» по направлению движения и частично разрушается. Место разрушения волн называется зоной морского прибоя. В зоне прибоя снижается энергия и несущая способность волны и обломочный материал, захваченный волной на предшествующей стадии развития, осаждается на дно, образуя аккумулятивное тело в виде песчаного *вдольберегового бара*.

Волны цунами

Волны цунами возникают при сильных неглубоких землетрясениях под дном океана. Эти волны отличаются большими периодами (десятки минут), соответственно, длины волн цунами измеряются десятками и первыми сотнями километров. Поскольку такие значения длин волн во много раз превышают максимальные глубины океана, волны цунами распространяются как волны на мелкой воде.

По приведенной выше формуле несложно подсчитать, что в открытом океане при его средней глубине порядка 5000 метров скорость волны цунами будет составлять более 220 м/с (около 800 км/час), а в пределах шельфа, на глубине порядка 100 метров – около 30 м/с. С уменьшением скорости движения уменьшается длина волны цунами и растет ее амплитуда. В открытом океане амплитуда волны цунами невелика, как правило, не превышает первых метров и даже долей метра. Учитывая чрезвычайно большую длину волны, она не представляет опасности и даже остается незамеченной проходящими судами. Но по мере приближения к берегу и уменьшения глубины амплитуда волны быстро нарастает, достигая в некоторых случаях десятков метров. Такие волны, обрушиваясь на берега, вызывают крупные оползни, меняют очертания береговой линии, размывают пляжи и формируют новые аккумулятивные образования.

Наиболее часто цунами возникают в пределах активных окраин Тихого и Индийского океанов. Но иногда возникают и в Атлантике. Так, во время Великого Лиссабонского землетрясения в 1755 году город Лиссабон пострадал от цунами не меньше, чем от самого землетрясения.

Волны цунами могут возникать и при катастрофических извержениях вулканов, кратеры которых находятся вблизи поверхности океана. Так, при извержении вулкана Кракатау в 1883 г. возникла волна цунами высотой до 36 м, которая, обрушившись на побережье Индонезии, привела к многочисленным жертвам.

Волны, во многом схожие с волнами цунами, могут образовываться при подвижках океанского дна, связанных с движением крупных подводных оползней, а также с крупными обвалами береговых уступов на приглубых берегах. Высота заплесков таких волн может достигать сотен метров. Но, в отличие от волн цунами, обвально-оползневые волны не распространяются на большие расстояния и быстро затухают. Обвально-оползневые волны с высотой заплесков до 300-500 метров были зафиксированы в глубоководных фиордах Аляски (Шенард, 1976).

Приливно-отливные воздействия

Периодические поднятия и опускания уровня воды в океанах и морях возникают в результате гравитационного воздействия Луны и, в меньшей степени, – Солнца. Тем не менее, величина приливов зависит от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца. Наиболее высокие приливы наблюдаются во время *сизигия* (новолуния и полнолуния), когда Луна и Солнце находятся на одной прямой. Приливы наименьшей высоты возникают в *квадратуре*, когда Луна и Солнце образуют с Землей прямой угол (рис. 5.12). Приливная волна образуется не только на обращенной к Луне стороне Земли, но и на противоположной стороне. Таким образом, приливы и отливы наблюдаются на Земле дважды в сутки.

Высота приливов во многом определяется формой водного бассейна и очертаниями береговой линии. Обычно она составляет первые метры, но в узких заливах, проливах и устьях рек значительно увеличивается. Особенно высокие (более 18 м) приливные волны отмечаются в заливе Фанди (северо-восточное побережье Канады). В нашей стране максимальная высота приливов зарегистрирована в Пенжинской губе Охотского моря (11 – 12 м), в Кандалакшском заливе и Мезенской губе Белого моря (10 – 11 м). При высоких приливах периодически затопляются и осушаются значительные по протяженности участки побережья. При этом отмечается большая скорость течений. Наиболее сильные приливно-отливные течения наблюдается в проливах островных гряд, разделяющих крупные водные бассейны. Так, в некоторых проливах Курильской гряды, отделяющей Охотское море от Тихого океана, скорость приливно-отливных течений достигает 5 – 6 узлов. При этом течения в проливах островных гряд захватывают всю толщу воды, приводя к интенсивной эрозии дна проливов и перемещению крупнообломочного материала, вплоть до валунно-галечной размерности. Приливно-отливные движения являются одним из важных факторов в динамике осадконакопления, особенно в пределах шельфа. Они в какой-то мере размывают дно, частично переносят и перемешивают осадочный материал, оставляют знаки ряби на поверхности осадков.

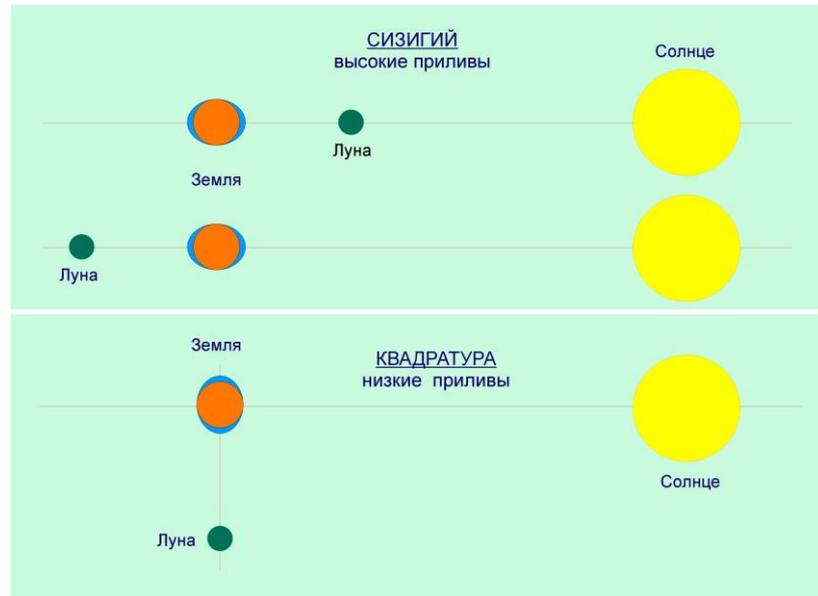


Рис.5.12. Относительные положения Земли, Луны и Солнца, соответствующие высоким (вверху) и низким (внизу) приливам.

При высоких приливах периодически затопляются и осушаются значительные по протяженности участки побережья. При этом отмечается большая скорость течений. Наиболее сильные приливно-отливные течения наблюдается в проливах островных гряд, разделяющих крупные водные бассейны. Так, в некоторых проливах Курильской гряды, отделяющей Охотское море от Тихого океана, скорость приливно-отливных течений достигает 5 – 6 узлов. При этом течения в проливах островных гряд захватывают всю толщу воды, приводя к интенсивной эрозии дна проливов и перемещению крупнообломочного материала, вплоть до валунно-галечной размерности. Приливно-отливные движения являются одним из важных факторов в динамике осадконакопления, особенно в пределах шельфа. Они в какой-то мере размывают дно, частично переносят и перемешивают осадочный материал, оставляют знаки ряби на поверхности осадков.

Внутренние волны

Внутренние волны возникают в толще воды на границах резкого или плавного изменения плотности. Как правило, такой границей в Мировом океане оказывается переход от поверхностной зоны к постоянному термоклину. Но в пределах поверхностной зоны и постоянного термоклина на различных глубинах могут сформироваться и другие перепады плотности, достаточные для образования внутренних волн, например, в районах выноса пресных вод крупными реками.

Подобно волнам на поверхности океана, внутренние волны являются гравитационными, т.е. их распространение обусловлено исключительно воздействием гравитационного поля Земли на плотностные неоднородности океаносферы. Внутренние волны, также как и

волны на поверхности океана, возникают при нарушении сложившегося равновесия плотностных границ раздела внешними воздействиями. В отношении внутренних волн, такие воздействия чаще всего связаны с резкими перепадами атмосферного давления, сильными ветрами, штормовыми нагонами, цунами, мощными приливами, паводками и т.п. Градиент плотности морской воды обычно невелик, малы и силы, препятствующие смещению частиц воды из положения равновесия. Поэтому амплитуды внутренних волн могут достигать весьма больших величин: десятков, а иногда и сотен метров.

Спектральный состав внутренних волн достаточно широк. Их периоды могут принимать значения от нескольких минут в верхних слоях до нескольких часов в глубине. Длины внутренних волн меняются от нескольких метров до нескольких километров. В спектре внутренних волн различают высокочастотные и низкочастотные составляющие, которые, подобно волнам на поверхности океана, имеют разные скорости распространения (обычно, от десятков сантиметров до нескольких метров в секунду).

Несмотря на значительные амплитуды внутренних волн, на поверхности океана они практически никак не выражены. Но иногда об их присутствии можно судить по косвенным признакам. Так, если ветер направлен против направления движения внутренних волн, длина ветровых волн над гребнем внутренней волны будет заметно меньше, чем над ее ложбиной. Это происходит за счет различного направления течений, возникающих над гребнем и ложбиной внутренней волны при ее распространении (рис.5.13).



Рис.5.13. Поверхностное выражение внутренних волн.

Несмотря на свою слабую поверхностную выраженность, внутренние волны нередко создают проблемы для надводных и подводных судов.

В случае возникновения неглубоко залегающей резкой плотностной границы в поверхностной зоне океана, может наблюдаться эффект «мертвой воды». Механизм этого эффекта состоит в том, что значительная часть энергии движущегося судна идет на создание внутренней волны в подстилающем плотном слое, которая, к тому же, препятствует дальнейшему движению судна и заметно снижает его скорость.

Глубокие высокоамплитудные внутренние волны могут представлять реальную опасность для подводного флота, глубина погружения которого контролируется плотностью окружающих вод. Так, гибель американской атомной подводной лодки «Трешер» в 1963 году при выходе из залива Мэн (Северная Атлантика) связывают именно с появлением в этом районе высокоамплитудных внутренних волн после сильного шторма. Амплитуда этих волн оценивается величиной порядка 100 м (соответственно, перепад глубин от гребня до ложбины 200 м), длина волны – 1–2 км, период около 8 минут, скорость распространения – 3 м/с. Т.е. подводная лодка, глубина погружения которой зависит от плотности окружающей воды, при прохождении внутренней волны могла за короткое время (около 4 минут) погрузиться на 200 метров глубже расчетной глубины, что, по-видимому, и стало причиной трагических последствий.

По мнению океанологов, внутренние волны оказывают положительное влияние на биологическую активность в океане, способствуют перемешиванию вод и, тем самым, обогащению их кислородом и питательными веществами.

Штормовые нагоны

Штормовые нагоны представляют собой значительный подъем уровня моря и затопление низменных участков суши. В отличие от цунами, штормовые нагоны обусловлены чисто метеорологическими явлениями. Они возникают в результате падения приземного атмосферного давления и действия ветров нагонных направлений (ориентированных в сторону

берега или под углом к нему) и связаны обычно с прохождением крупных циклонов или тайфунов. Штормовые нагоны в ряде районов являются грозным стихийным явлением, вызывающим затопление обширных территорий, гибель урожая, разрушение промышленных объектов и жилых домов и приводящим к человеческим жертвам. К таким районам относятся, прежде всего, Бенгальский, Мексиканский, и Финский заливы, а также южная часть Северного моря и многие другие прибрежные районы. Так, во время штормового нагона на побережье Бенгальского залива в 1970 г. погибли 300 тысяч человек. Во время штормового нагона в 1953 г. на побережье Северного моря были размыты защитные дамбы Нидерландов и затоплена значительная часть территории страны. Широко известны неоднократные наводнения в г. Санкт-Петербурге, вызванные штормовыми нагонами в восточной части Финского залива. На западном побережье полуострова Камчатка во время штормового нагона в 1957 г. возникли переливания морских вод через береговые косы с расположенными на них поселками и рыбокомбинатами.

Геологические эффекты от штормовых нагонов примерно те же, что и от волн цунами. Это активизация оползневой деятельности, размыв берегов и пляжей, формирование отложений с морской фауной и т.п. Последствия цунами и штормовых нагонов трудно различимы в геологической летописи, что значительно осложняет палеоокеанологические реконструкции этих событий.

5.5. Глобальные изменения уровня океана

Для описания фигуры Земли используется понятие геоид, который определяется как одна из уровневых поверхностей гравитационного потенциала, совпадающая с невозмущенной поверхностью Мирового океана и ее продолжением под континентами. Поверхность Мирового океана многие десятилетия является начальной поверхностью отсчета для определения высоты форм рельефа на суше и глубин океана. По этой причине создается впечатление о постоянстве положения уровня Мирового океана во времени, его стабильности. Однако это не так. На протяжении геологической истории Земли уровень океана многократно менялся. Медленные изменения уровня Мирового океана называются *эвстатическими колебаниями*, а график этих колебаний в геологическом времени – *эвстатической диаграммой*.

Эвстатические колебания уровня Мирового океана могут проявляться в двух случаях. Во-первых – при изменении объема океана, во-вторых – при изменении количества воды в океане. Изменение объема океана может происходить, прежде всего, за счет тектонических процессов, таких как изменение профиля срединно-океанских хребтов при увеличении или уменьшении скорости спрединга, погружение океанской литосферы с увеличением ее возраста, раскрытие новых океанов, коллизии континентальных масс и т.п. Менее значительную роль в изменении объема океана играет формирование осадочных тел на его дне. Изменения количества воды в океане связано главным образом с ростом и деградацией крупных ледяных щитов на континентах. Предполагается также, что сравнительно небольшое количество воды постоянно поступает в океаны в результате вулканической деятельности.

Об относительных изменениях уровня океана в геологической истории Земли свидетельствуют многочисленные несогласия в осадочных толщах. Следы трансгрессий и регрессий в осадочном чехле континентов указывают на неоднократные изменения уровня Мирового океана. Еще в конце XIX века австрийский геолог Э. Зюсс выделил осадочные циклы различных рангов, связанные с колебаниями уровня моря. Позднее немецкий геолог Х. Штиле установил существование несогласий, которые он считал синхронными по всей Земле, и пытался объяснить их с помощью гипотезы периодического изменения темпов тектонических движений и горообразования. Выделенные Х. Штиле несогласия соответствовали границам осадочных циклов, установленных Э. Зюссом. Представления о глобальном характере осадочных циклов и разделяющих эти циклы несогласий получили дальнейшее развитие в работах Р. Фейбриджа, П. Вейла, Р. Митчума и других исследователей.

В 70-х годах XX века группа американских геологов и геофизиков (П. Вейл, Р. Митчем, М. Томпсон, Р. Тодд и др.), сотрудников фирмы «Эксон», опубликовала цикл научных статей под общим названием «Сейсмическая стратиграфия». В нашей стране эта работа была переведена на русский язык и издана в 1982 году. Авторами «Сейсмической стратиграфии» на основе обобщения результатов многолетних исследований осадочных бассейнов методами сейсморазведки и бурения, выполненных в различных регионах мира, было обосновано новое направление в интерпретации данных сейсмической разведки методом отраженных волн, основанное на выделении и анализе осадочных комплексов, разделяющих эти комплексы несогласий, реконструкции фациальных и палеогеографических условий их образования. Важной составляющей этого исследования было создание диаграммы глобальных эвстатических колебаний уровня Мирового океана.

Было установлено, что в глобальных изменениях уровня океана пролеживается определенная цикличность различных порядков. На эвстатической диаграмме для фанерозойского времени выделено 2 цикла 1-го порядка, продолжительностью около 225 и 300 млн. лет, и 14 циклов 2-го порядка, длительность которых заключена в пределах от 10 до 80 млн. лет (рис.5.14). Циклы 2-го порядка, в свою очередь, состоят из более кратковременных циклов 3-го порядка. Для кайнозойского времени на 5 циклов 2-го порядка приходится 24 цикла 3-го порядка продолжительностью от 1 до 7 млн. лет (рис.5.15).

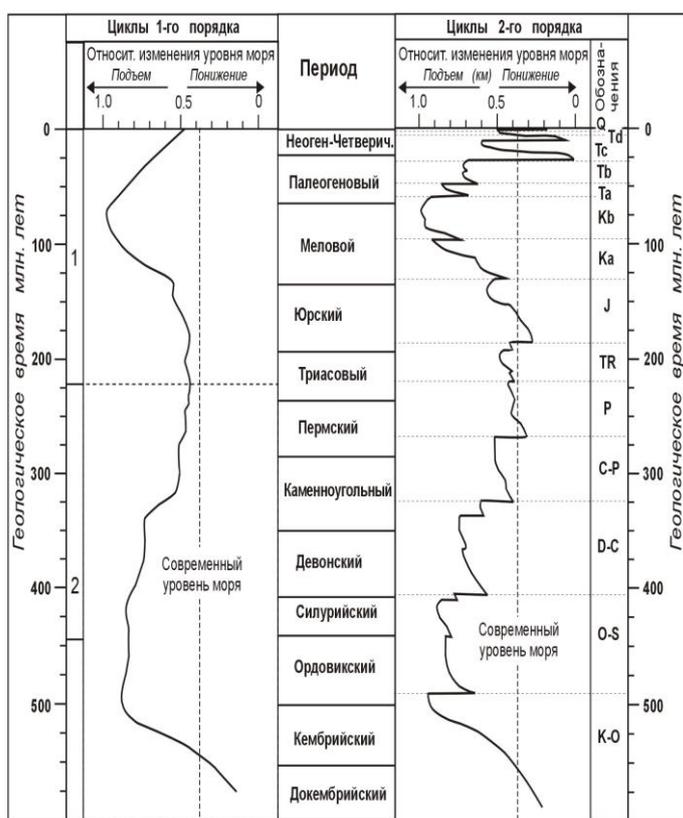


Рис.5.14. Диаграммы эвстатических циклов 1-го и 2-го порядков для фанерозоя (Вейл и др., 1982).

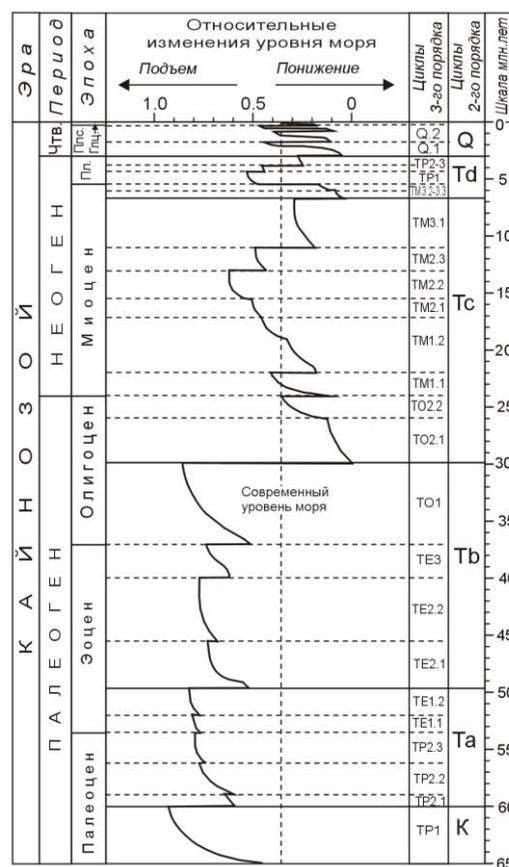


Рис.5.15. Диаграмма эвстатических циклов 2-го и 3-го порядков для кайнозоя (Вейл и др., 1982).

Времена и продолжительность циклов на эвстатической диаграмме, по мнению ее авторов, установлены достаточно точно, в то время как амплитуды изменений уровня океана определены лишь приблизительно. Поэтому за единицу измерения амплитуд уровня океана принята разница между максимальным уровнем в позднем мелу (=1) и минимальным уровнем в среднем олигоцене (=0). Т.е. эвстатическая диаграмма дает представления об относительных изменениях уровня Мирового океана. Тем не менее, по совокупности других независимых данных амплитуда результирующего снижения уровня океана от позд-

немелового до современного оценивается величиной порядка 300 метров, что соответствует относительному изменению уровня на эвстатической диаграмме около 0.6. Т.е. для приблизительной оценки абсолютных значений падений и подъемов уровня океана по эвстатической диаграмме в метрах следует относительные значения умножить на 500.

Из представленных диаграмм видно, что наиболее высокий уровень океана, имел место в раннем ордовике и позднем мелу. В течении кайнозоя отмечается устойчивая тенденция к его понижению. Крупнейшее понижение уровня произошло в середине олигоцена (около 30 млн. лет назад), когда уровень океана в течении менее 1 млн. лет понизился на величину около 450 метров. Крупные понижения уровня океана в течении кайнозоя имели также место около 60, 50, 40, 22, 7 и 4 млн. лет назад.

Все циклы 1-го и 2-го порядков, за исключением циклов 2-го порядка Q и Td, имели, вероятнее всего, тектоническую природу. В позднемiocен-четвертичное время в эвстатических колебаниях уровня океана преобладает составляющая, обусловленная ростом и деградацией ледниковых масс на континентах. Такие колебания уровня океана называются гляциоэвстатическими. Позднекайнозойские гляциоэвстатические колебания уровня океана проявлялись в верхнем миоцене, плиоцене и, особенно интенсивно, – в плейстоцене. На эвстатической циклограмме этим периодам соответствуют максимальные по амплитуде «холодные» экстремумы циклов третьего порядка (9.2-10.5, 5.5-6.5, 2.5-3, 1.3-1.6 и 0.06-0.8 млн. л. н.), при этом все они приурочены к «холодным» ветвям начала и конца последнего неоген-четвертичного цикла 2-го порядка.

Гляциоэвстатические колебания уровня океана по своей природе являются гидрократическими, т.е. обусловлены исключительно перераспределением водных масс между океаном и сушей в процессе роста и деградации ледников. Эти колебания наиболее ярко проявились в плейстоцене. Продолжительность плейстоценовых гляциоэвстатических циклов составляет, в основном, десятки тысяч лет. Они образуют последовательность циклов изменения уровня океана 4-го порядка.

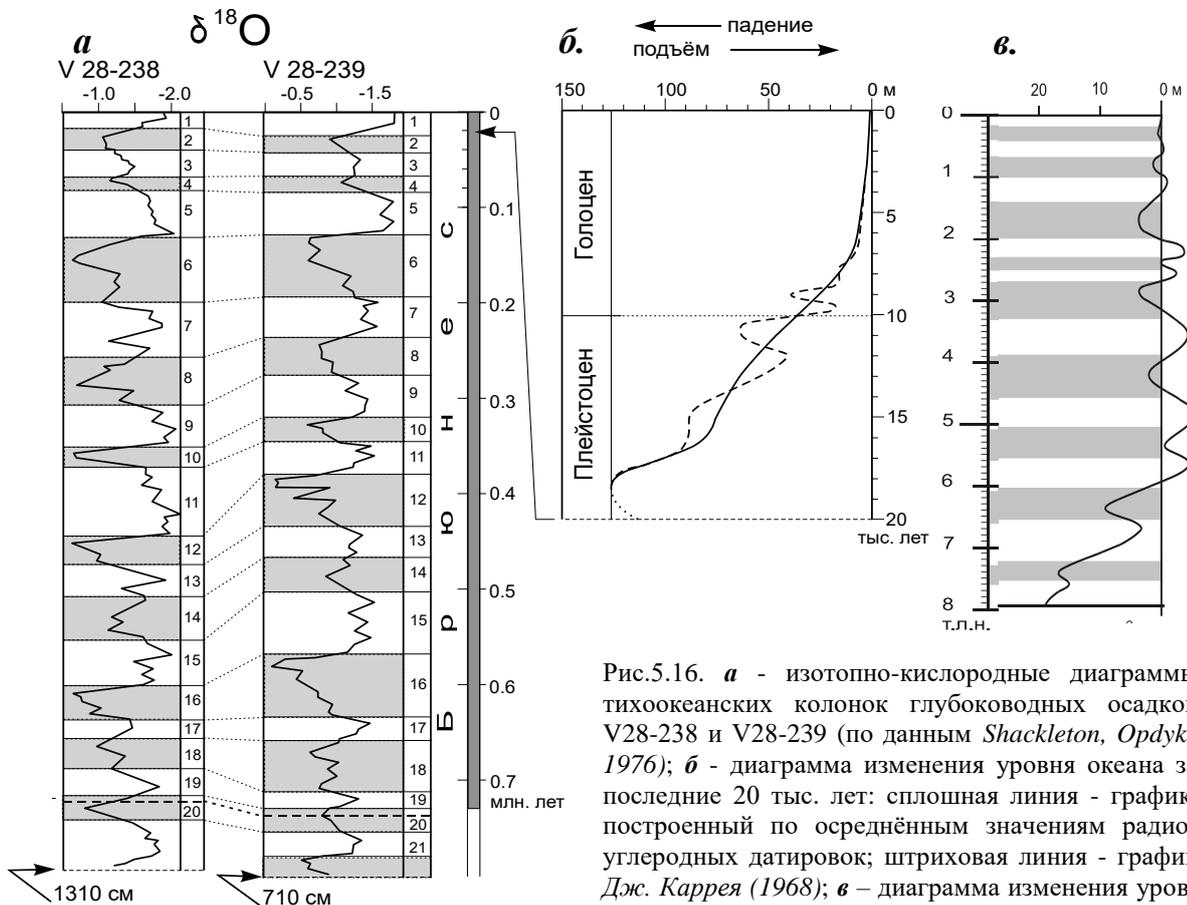


Рис.5.16. а - изотопно-кислородные диаграммы тихоокеанских колонок глубоководных осадков V28-238 и V28-239 (по данным Shackleton, Opdyke 1976); б - диаграмма изменения уровня океана за последние 20 тыс. лет: сплошная линия - график, построенный по осреднённым значениям радиоуглеродных датировок; штриховая линия - график Дж. Каррея (1968); в - диаграмма изменения уровня океана за последние 8 тыс. лет по Фейбриджу.

Хронология плейстоценовых гляциоэвстатических колебаний уровня океана к настоящему времени восстановлена достаточно подробно благодаря успешному применению изотопно-кислородного и палеомагнитного методов при изучении колонок глубоководных океанических осадков, выполненных Н. Шеклтоном и Н. Опдайком в середине 70-х годов прошлого столетия. Составленная ими изотопно-кислородная диаграмма (рис.5.16а) наиболее достоверно отражает временные и амплитудные соотношения гляциоэвстатических колебаний уровня океана, поскольку показанное на этой диаграмме относительное изменение содержания тяжелых изотопов кислорода в остатках бентосных фораминифер глубоководных отложений непосредственным образом связано с изменением объемов «изотопно-легкой» воды, законсервированной в ледниках, т.е. с гляциоэвстатическим изменением уровня океана. Из представленной на рис.5.16а диаграммы видно, что за последние 730 тыс. лет (палеомагнитная эпоха Брюнес) насчитывается около 10 гляциоэвстатических циклов 4-го порядка. Последнее понижение уровня океана на величину порядка 130-140 метров ниже современного соответствует второй фазе верхнеплейстоценового оледенения (18-35 тыс. лет назад).

Около 18 тыс. лет назад началось верхнеплейстоцен-голоценовое повышение уровня океана, которое также проходило неравномерно (рис.5.16 б, в). На диаграммах Каррея и Фейбриджа можно видеть определенную цикличность (циклы 5-го порядка), продолжительностью от нескольких сот до двух-трех тысяч лет.

Плейстоценовые колебания уровня океана оказали сильное влияние на формирование береговых зон. Их яркие следы на суше – морские абразионные и аккумулятивные террасы, многие из которых подняты в настоящее время на различные (до сотен метров) высоты и образуют закономерные последовательности, известные на побережьях практически всех континентов и многих островах. Происхождение этих террас большинство исследователей связывает с формированием береговых зон в периоды стабилизации высокого уровня океана, соответствующие межледниковьям, в условиях устойчивого воздымания побережий.

Морские террасы, сформированные в периоды низкого уровня океана (в периоды максимальных оледенений суши), на воздымающихся побережьях практически неизвестны, поскольку сформированный в эти периоды рельеф береговой зоны в процессе воздымания неоднократно оказывался в зоне действия волн и подвергался их разрушительному воздействию. При этом в первую очередь разрушались аккумулятивные образования.

На погружающихся побережьях наблюдалась иная картина. Береговая зона, сформированная в период стабилизации низкого уровня океана, во время последующей трансгрессии «лишалась» лишь своей надводной части, а ее подводные образования, такие как авандельты, сохранялись и к следующей гляциоэвстатической регрессии могли погрузиться настолько, что становились уже недостижимы для волнового воздействия. При поступлении с суши достаточно большого количества обломочного материала, прибрежные аккумулятивные образования интенсивно выдвигались в сторону океана, погребая сохранившиеся реликты предшествующей береговой зоны. При этом реликтовая береговая зона «навечно» консервировалась в формирующемся осадочном чехле, что обеспечивало ее сохранность от эрозионного воздействия подводных течений и гравитационных потоков обломочного материала.

Погребенные реликтовые береговые зоны уже не имеют отчетливой выраженности в рельефе дна, а слагающие их осадки не могут быть опробованы с применением простейших средств. Этим объясняется слабая изученность реликтовых береговых зон. Исключение составляют лишь подводные террасы, сформированные во время последнего верхнеплейстоценового понижения уровня океана (18-35 тыс. л. н.). Реликты прибрежного аккумулятивного рельефа этого времени сохранились во многих регионах практически в неизменном виде, и позднеплейстоценовый подводный береговой склон в настоящее время отчетливо фиксируется перегибом рельефа (внутренней бровкой), обычно на глубинах 100-150 м. На соответствие этой зоны шельфа реликтовой береговой линии впервые было указано Ф. Шепардом. Ее принадлежность к периоду второй фазы верхнеплейстоценового оледе-

нения доказана к настоящему времени многочисленными радиоуглеродными датировками.

На рис.5.17 показан высокочастотный сейсмоакустический разрез, полученный в пределах шельфа Кроноцкого залива. Дно этого залива испытывает тектоническое погружение со скоростью порядка 1 мм/год, благодаря чему здесь сложились благоприятные условия для «консервации» аккумулятивных осадочных тел, сформированных во время ледниковых периодов плейстоцена (четные изотопно-кислородные стадии 2, 4, 6, 8 и т.д.).

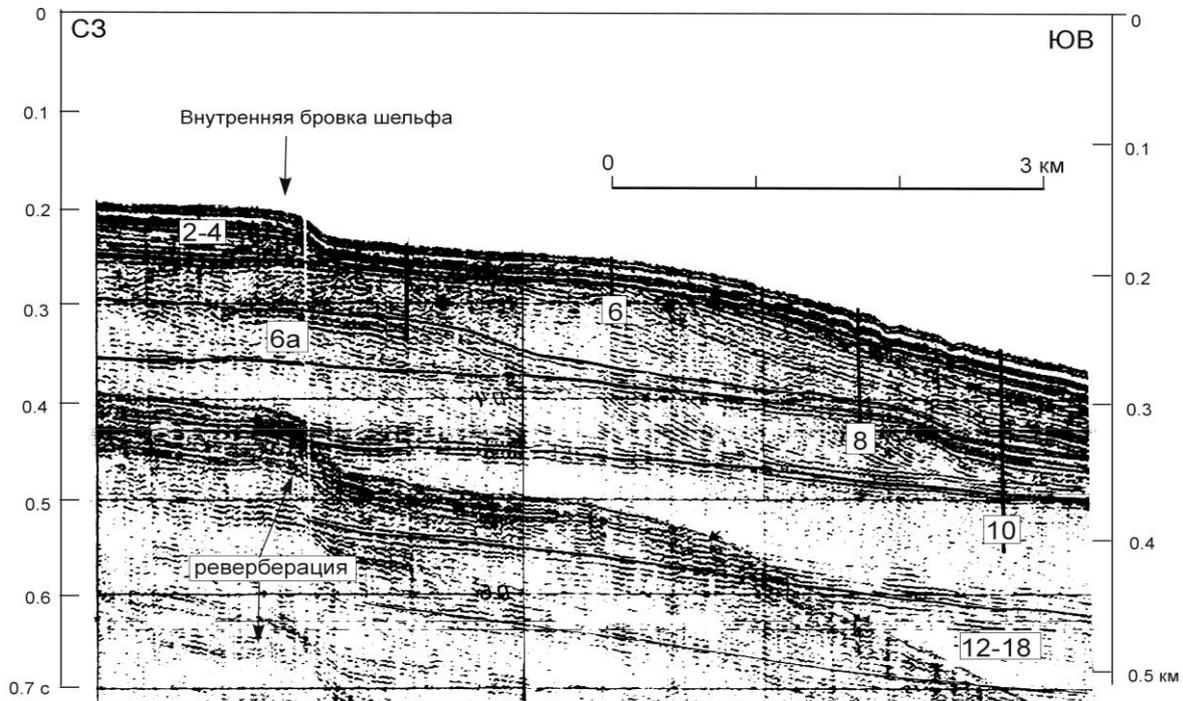


Рис.5.17. Сейсмоакустический разрез шельфа западной части Кроноцкого залива. Цифры в рамках - номера изотопно-кислородных стадий плейстоцена, во время которых предполагается образование соответствующих осадочных комплексов (Селиверстов, 1998).

Природа неоген-четвертичных гляциоэвстатических колебаний уровня океана (циклов 4-го порядка), по-видимому, тесно связана с ростом ледяного покрова Антарктиды и возникновением условий для проявления автоколебательного процесса в системе ледники-океан-атмосфера с глубокими положительными и отрицательными обратными связями, которые ярко проявлялись лишь в определенные геологические периоды, благоприятные для развития оледенений. Установлена тесная связь этих колебаний с периодическими изменениями орбитальных параметров Земли, что постулировалось в «астрономической» гипотезе оледенений Миланковича. В частности, показано преобладание в спектральном составе изотопно-кислородной кривой 100-тысячелетних периодов, а также наличие составляющих с периодами 43, 24 и 19 тыс. лет, которые характерны и для орбитальных параметров Земли.

В настоящее время при сейсмостратиграфическом анализе и хронологической привязке осадочных комплексов используется диаграмма циклов 2-го и 3-го порядков. Эвстатические циклы четвертого порядка на этой «сейсмостратиграфической» циклограмме не выделяются. Так, все 18 изотопно-кислородных стадий, соответствующих плейстоценовым колебаниям уровня океана, попадают в один «холодный» экстремум последнего цикла 3-го порядка (см. рис.5.15).

Выше отмечалось, что для фанерозойского времени выделено 2 эвстатических цикла первого порядка длительностью 200-300 млн. лет. При этом важно отметить, что лишь к нисходящим «холодным» ветвям этих циклов (поздний палеозой и поздний кайнозой) приурочены периоды крупномасштабных оледенений суши (пермско-карбонские и неоген-четвертичные) и, соответственно, проявления высокоамплитудных гляциоэвстатических колебаний уровня океана.

Глава 6. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ

6.1. Волновая абразия берегов

Разрушительная деятельность моря называется *абразией*. Она связана главным образом с волновыми движениями и в значительно меньшей степени с приливно-отливными. Сильнее всего абразия проявляется у приглубых берегов. Штормовые волны ударяют с большой силой (местами до 30 т/м и более) о крутой берег. Под их воздействием в основании крутого берегового уступа, где сосредоточена наибольшая сила гидравлического удара, возникает так называемая *волноприбойная ниша* (рис. 6.1), над которой остается карниз нависающих пород. Разрушительная деятельность волн усиливается захватываемыми ими различными обломками горных пород. При дальнейшем разрастании волноприбойной ниши наступает момент, когда устойчивость карниза нарушается и происходит обрушение пород. После обрушения берег вновь представляет отвесный обрыв, называемый *клифом*. В дальнейшем процесс может повторяться развитием новых волноприбойных ниш.

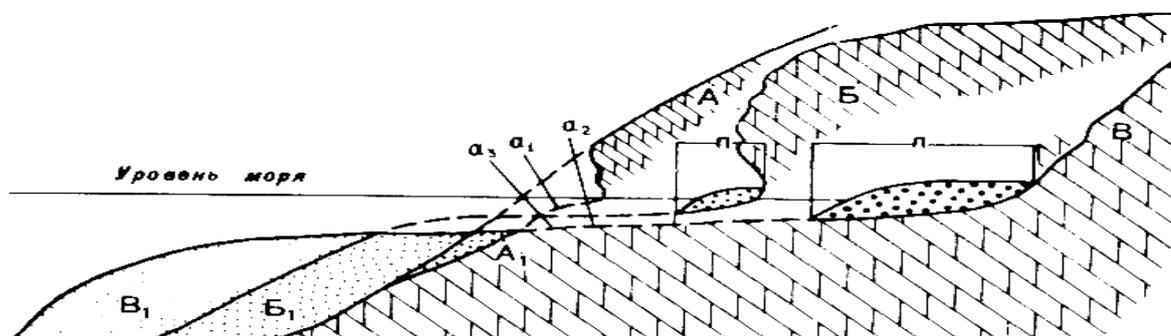


Рис. 6.1. Схема последовательных стадий отступания берега (Зенкевич и др. 1967):

$a_1 - a_3$ — различные положения абразионных террас; A, B, B — различные положения отступающего берегового склона, абрадируемого морем; пунктиром показаны абразионные террасы, соответствующие различным стадиям развития берега; A_1, B_1, B_1 — различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; П — пляж.

Таким образом, берег отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклонную подводную *абразионную террасу*, или *бенч*. Часть обрушившегося обломочного материала выносится на крутой подводный склон за пределы абразионной террасы и откладывается. Так образуются подводные *аккумулятивные террасы*, сопряженные с абразионными.

В районах развития вечной мерзлоты многие участки береговой линии сложены породами, представленными мерзлыми осадочными отложениями, в которых роль цемента выполняет лед. При отрицательных температурах эти породы обладают высокой прочностью. Но при воздействии морских волн такие породы быстро разрушаются не столько за счет механического воздействия, сколько за счет воздействия положительных температур морской воды. Процесс разрушения морскими волнами берегов, сложенных мерзлыми породами, за счет температурного воздействия называется *термоабразией*. Процессы термоабразии получили широкое развитие на побережьях арктических морей, где берега, сложенные мерзлыми породами, подвергаются интенсивному разрушению, и береговая линия смещается в сторону суши.

6.2. Профиль равновесия

Последовательный рост аккумулятивных террас постепенно превращает приглубые берега в отмелье. При подходе к такому берегу волны разрушаются и теряют энергию, не доходя до береговой линии. На отмельях берегах постепенно наращиваются пляжи и формируется относительно устойчивый *профиль равновесия*, предотвращающий дальнейшее разрушение берега.

Основные элементы береговой зоны со сформированным профилем равновесия показаны на рис.6.2. В ее пределах выделяют верхний и нижний пляжи, подводный береговой склон и подножие этого склона.

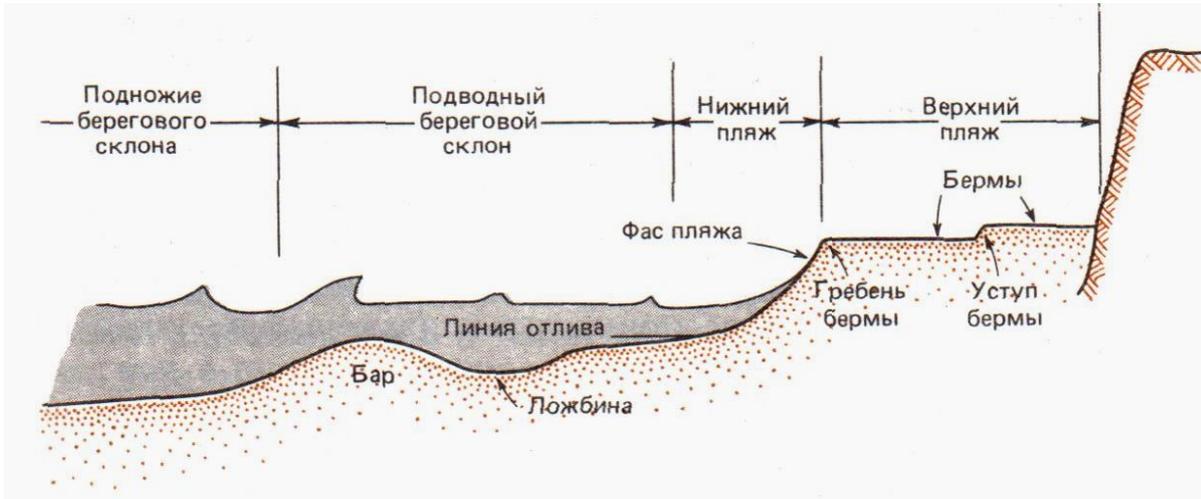


Рис.6.2. Элементы береговой зоны со сформированным профилем равновесия (Dolan et al., 1980).

Верхний пляж находится выше уровня прилива и представлен одной или несколькими аккумулятивными трассами (*бермами*), сформированными во время сильных штормов. Со стороны моря верхний пляж ограничен резким перегибом поверхности – *гребнем бермы*, который соответствует наивысшей точке, доступной волнам при нормальном режиме. Ниже гребня бермы находится *фас пляжа* – наклонный отрезок профиля пляжа, обычно находящийся в пределах заплеска волн. Уклон фаса пляжа зависит от размерности слагающего обломочного материала и может меняться от первых градусов (на мелкопесчаных пляжах) до первых десятков градусов (при валунно-галечной размерности обломков). Нижний пляж соответствует приливно-отливной зоне. Мористее нижнего пляжа находится подводный береговой склон, включающий вдольбереговой бар и ложбину со стороны нижнего пляжа. Подножие внешнего склона вдольберегового бара соответствует подножию берегового склона.

Нижний пляж и подводный береговой склон являются весьма динамичными элементами береговой зоны, расположение которых зависит от сезонной волновой активности. Вдольбереговые бары формируются в зоне разрушения волн, положение которой контролируется длиной приходящей волны. В осенне-зимние сезоны сильных штормов длины волн возрастают. Соответственно, возрастает удаленность от берега зоны разрушения волн, и вдольбереговые бары мигрируют в направлении от береговой линии. Штормовые волны, кроме того, обычно приводят к частичному размыву пляжа и смещению гребня бермы в сторону суши. В весенне-летние сезоны сравнительно спокойного волнения моря подводные вдольбереговые бары мигрируют в сторону береговой линии. При этом в такие сезоны обычно происходит наращивание пляжа, т.е. смещение гребня бермы в сторону моря.

6.3. Вдольбереговые и разрывные течения

При подходе волн к берегу под острым углом, направление передачи их кинетической энергии имеет вдольбереговую составляющую, при этом в зоне морского прибоя параллельно пляжу возникают *вдольбереговые течения*. Скорости вдольбереговых течений максимальны в полосе между зоной прибоя и пляжем и резко падают до нуля мористее зоны прибоя. Каждая волна, подходящая под косым углом к берегу, вносит свой вклад во вдольбереговую составляющую в зоне прибоя.

Подход волн к берегу сопровождается нагоном воды к береговой линии, который компенсируется обратным ее стеканием через зону прибоя в виде сравнительно узких течений, называемых *разрывными течениями*. В результате комбинации компонентов волнового массопереноса, вдольбереговых и разрывных течений в береговой зоне формируется ячеистая система циркуляции.

При подходе волн перпендикулярно береговой линии в береговой зоне формируются симметричные ячейки прибрежной циркуляции (рис.6.3), в которых вдольбереговые течения между соседними разрывными течениями направлены в противоположные стороны, а их скорость возрастает в направлении разрывных течений. При косом подходе волн симметрия ячеек нарушается и в динамике прибрежной циркуляции начинает преобладать составляющая, направленная вдоль берега по направлению движения волн.

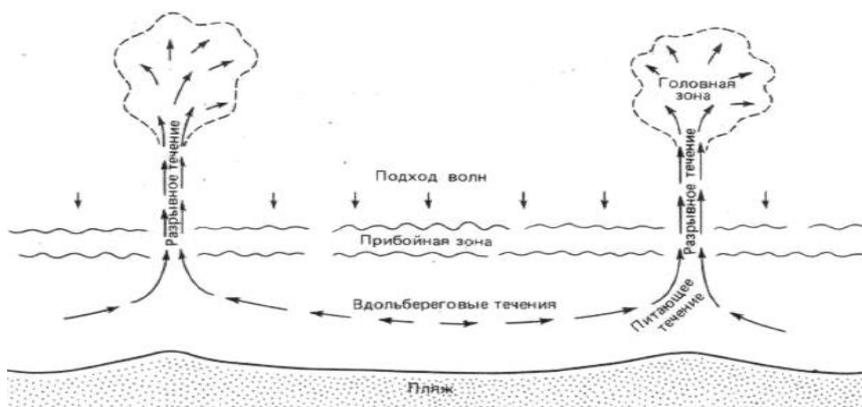


Рис.6.3. Схема симметричной ячейки прибрежной циркуляции при подходе волн по нормали к береговой линии по (Shepard and Inman, 1951).

Обломочный материал, переносимый системой прибрежной циркуляции, продвигается по довольно сложной траектории. Сначала волны выносят обломочный материал в прибрежную зону, после чего вдольбереговые, а затем и разрывные течения возвращают его обратно. Тем не менее, результирующее продвижение определяется преобладающим направлением вдольбереговых течений, т.е. обломочный материал, совершая движения по сложным пилообразным траекториям, постепенно все же перемещается вдоль берега по преобладающему направлению вдольбереговых течений.

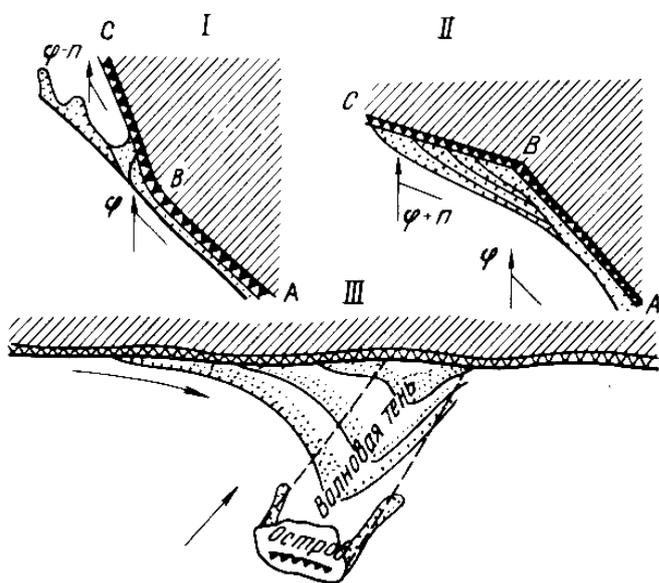


Рис.6.4. Схема образования некоторых аккумулятивных форм при различном направлении подхода волн к берегу (по Зенкевичу и др., 1967).
 А, В, С — положение береговых линий; I — коса при повороте береговой линии от моря; II — примкнувшая аккумулятивная терраса при повороте берега к морю (заполнение угла); III — томболо или перейма, при блокировке участка берега островом.

боло, или *перейма*, нарастающая при блокировке участка берега островом с образованием «волновой тени» между берегом и островом.

6.4. Аккумулятивные образования береговой зоны, эстуарии и лагуны

Перенос обломочного материала вдольбереговыми течениями является основным механизмом транспортировки продуктов абразии и твердого стока рек вдоль береговой линии. При этом, в зависимости от очертаний береговой линии и преобладающего угла подхода волн, в береговой зоне могут формироваться различные аккумулятивные образования (рис. 6.4). Выделяются три аккумулятивные формы: 1) *косы*, возникающие при изгибе берега от моря; 2) *примкнувшая аккумулятивная терраса*, образующаяся путем заполнения изгиба берега в сторону моря; 3) *том-*

В результате голоценовой трансгрессии приустьевые долины рек и фиордов, впадающих в открытые морские бассейны, были затоплены, образовав полузамкнутые бассейны, получившие название *эстуарии (лиманы)*. По внешнему виду эстуарии чаще всего представляют собой узкий, вытянутый в сторону суши залив. Эстуарии, как правило, имеют свободное сообщение с океаном, но вода в них заметно распреснена за счет речного стока. В этих прибрежных бассейнах задерживается основная часть выносимого реками обломочного материала и формируются современные дельты. Здесь же за счет смешения речных вод с морскими выпадает в осадок значительная часть растворенных в речных водах химических соединений.

Большое влияние на динамику водного режима и осадконакопления в эстуариях оказывают приливно-отливные процессы. Там, где приливы и отливы имеют небольшую амплитуду, в эстуариях, чаще всего, наблюдается достаточно четкая стратификация водной массы на верхнюю (пресную) и нижнюю (соленую) толщи. В таких эстуариях возможно возникновение внутренних волн. При высокоамплитудных приливно-отливных колебаниях уровня моря в эстуариях за счет турбулентности, создаваемой приливно-отливными волнами, происходит перемешивание пресных и соленых вод и стратификация водной толщи по солености, как правило, не наблюдается.

Наличие эстуариев – признак неустановившегося процесса формирования береговой зоны, обусловленного стремительной голоценовой трансгрессией. По подсчетам специалистов, основная часть эстуариев при существующей интенсивности выноса реками обломочного материала и стабильном уровне океана в ближайшие несколько тысяч лет будет полностью погребена осадками и прекратит свое существование.

При интенсивном поступлении обломочного материала, компенсирующем скорость голоценовой трансгрессии, в устьях рек эстуарии не образуются. Вместо них формируются дельты, постепенно смещающие береговую линию в сторону моря. Дельты таких крупных рек, как Нил, Ганг, Амазонка, Брахмапутра, Миссисипи и др. выдвинулись в сторону моря, сформировав обширные подводные аккумулятивные тела (авандельты) на прилегающих участках шельфа.

Морские бассейны, отделенные от открытого моря различными аккумулятивными образованиями (типа кос, барьерных островов и баров) называются *лагунами*. Обычно, лагуны представляют собой вытянутые вдоль береговой линии сравнительно узкие бассейны. Соленость вод в лагунах зависит от степени их изоляции от открытого океана, наличия стока рек и амплитуды приливов, но в большинстве случаев мало отличается от солености вод в прилегающих морских бассейнах. В случае ограниченного водообмена лагун с открытыми морскими бассейнами соленость их вод за счет испарения может значительно превышать нормальную, вплоть до выпадения солей в осадок.

Лагуны и ограничивающие их барьеры распространены на большей части побережий Мирового океана. Барьеры, как правило, представляют собой колоссальные аккумулятивные тела, обычно сложенные песками. Их протяженность измеряется десятками километров, но в некоторых случаях достигает 150-200 км. Ширина барьеров обычно заключена в пределах от нескольких сот метров до нескольких километров. Многие барьеры выступают над поверхностью воды во время отливов или возвышаются над поверхностью воды на величину до первых десятков метров, образуя линейно вытянутые полосы суши (барьерные острова) обычно прорезанные приливными протоками на отдельные части.

На рис.6.5 приведен пример крупного барьерного острова Падре и отгороженной этим островом лагуны Мадре на восточном побережье Мексиканского залива (штат Техас, США). Протяженность этой системы барьер-лагуна превышает 200 км при поперечных размерах лагуны до 10 км и барьерного острова 1-3 км.

Подобные системы чрезвычайно широко распространены на побережьях Мирового океана и его окраинных морей, в том числе на охотоморских побережьях Камчатки и Сахалина.

Вопрос о происхождении систем барьер-лагуна до настоящего времени является дискуссионным. Это относится, в основном, к происхождению барьеров, ограничивающих лагуны. По-видимому, они могут иметь различное происхождение.

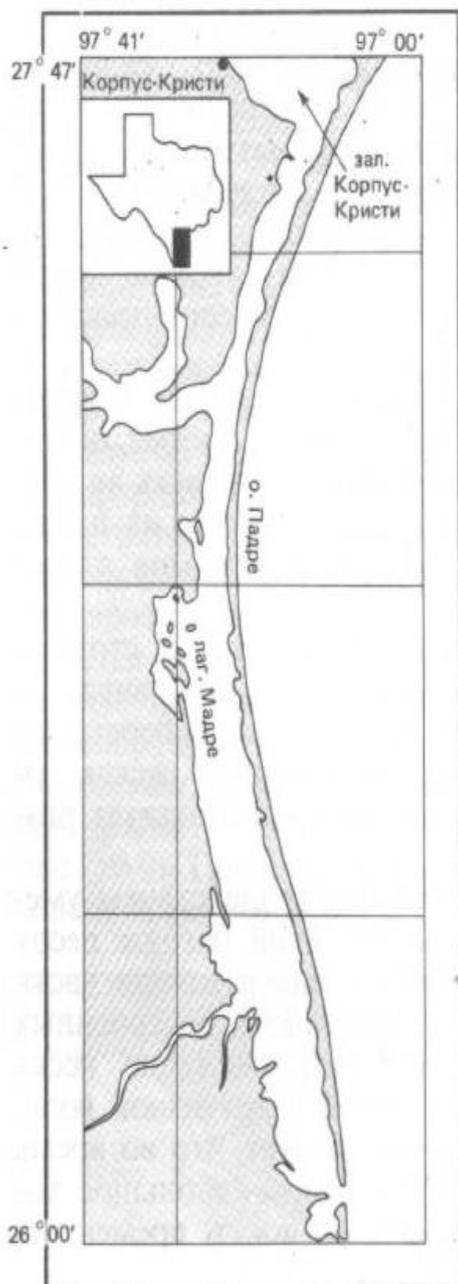


Рис.6.5. Барьерный остров Падре и отгороженная им лагуна Мадре на восточном побережье Мексиканского залива (Dickenson et al., 1972).

Значительная часть барьеров, вероятнее всего, обязана своим происхождением аккумулятивным образованиям типа кос, с их постепенным наращиванием вдольбереговыми течениями и прибоем. Но этим не исчерпывается их разнообразие.

В основании барьеров по всему Земному шару преобладают отложения с возрастом порядка 5-6 тыс. лет назад. Этот период соответствует времени начала максимума голоценовой трансгрессии, которая продолжалась примерно до 3.5 тыс. лет назад (по Фейбриджу, см. рис.5.16в).

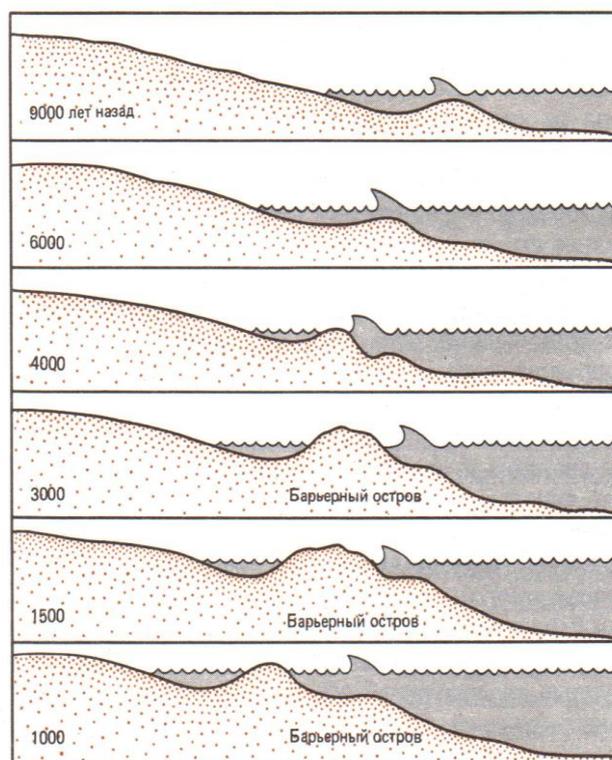


Рис.6.6. Развитие барьерного острова в ходе голоценовой трансгрессии. Около 3000 лет назад путем переработки больших масс прибрежных осадков стали формироваться современные барьерные острова (Dolan et al. 1980).

Повышение уровня Мирового океана в голоцене сопровождалось изостатическим прогибанием дна океана под воздействием дополнительной водной нагрузки. Это явление получило название *гидроизостазия*. При верхнеплейстоцен-голоценовом повышении уровня океана на 150 метров, гидроизостатическое опускание его дна в пределе должно составить 35-40 м. Но гидроизостазия запаздывает по отношению к изменениям уровня океана. В период максимума голоценовой трансгрессии (5-6 тыс. л. н.) повышение уровня океана практически прекратилось. За счет продолжающейся гидроизостатического погружения дна океана получила развитие верхнеголоценовая регрессия на величину порядка 4-5 м.

При этом подводные вдольбереговые бары во многих случаях оказались вблизи уровня океана и даже выше него, и, за счет деятельности вдольбереговых течений и воздействия волн, постепенно наращивались, превратившись, в конечном итоге, в аккумулятивные барьеры.

Некоторая часть барьеров, по-видимому, образовалась в ходе голоценовой трансгрессии в результате постепенной миграции аккумулятивных тел типа подводных вдольбереговых баров из шельфовой зоны в сторону берега (рис.6.6).

Барьерные острова, отделяющие лагуны от открытого моря, довольно часто оказываются весьма динамичными образованиями. Некоторые из них постепенно увеличиваются в размерах за счет обломочного материала, переносимого вдольбереговыми течениями и перемещаемого в сторону берега морскими волнами. Другие, напротив, под действием морских волн и течений постепенно размываются и площадь их сокращается. Выявление закономерностей роста и деградации барьерных островов – важная прикладная проблема, поскольку территории многих из них в настоящее время широко используются в хозяйственной деятельности ряда стран.

особенности Тихого океана - большое количество вулканических островов и подводных вулканических гор, особенно в центральной и западной частях океана, а также наличие обширных окраинных морей по его северо-западной и западной периферии (Берингово, Охотское, Японское, Южно-Китайское, Восточно-Китайское, Филиппинское и др.).

Таблица 7.1

Океан	Площадь млн. км ²	Объем вод млн. км ³	Средняя глубина, м	Максимальная глубина, м	
Мировой	361.26	1340.74	3711	11022	Марианский желоб
Атлантический	91.7	329.7	3597	8742	желоб Пуэрто-Рико
Тихий	178.7	707	4282	11022	Марианский желоб
Индийский	74.9	282.6	3711	7209	Зондский желоб
Сев. Ледовитый	14.7	18.1	1220	5527	СВ Норвежского моря
Южный	86	301	3503	8325	Ю. Сандвичев желоб

Атлантический океан – второй по величине после Тихого. Он представляет собой довольно узкий (шириной около 5000 км) S-образный бассейн, протягивающийся от Арктики до Антарктики. Атлантический океан – самый протяженный с севера на юг. Благодаря своей связи с приполярными бассейнами он служит важной трассой для холодных придонных вод, формирующихся в высоких широтах обоих полушарий и, в конце концов, поступающих в Мировой океан. По средней глубине Атлантический океан заметно (примерно на 680 м) уступает Тихому, что связано, в основном, с большой площадью атлантических шельфов и континентальных склонов. В отличие от Тихого океана, в Атлантике сравнительно мало вулканических островов и подводных вулканических гор, а окраинные моря имеются только в ее южной (море Скоша) и западной (Карибское море) частях. Другой характерной особенностью Атлантического океана является то, что в него поступает больше всего пресных речных вод. Только две впадающие в Атлантический океан реки – Амазонка и Конго – дают около 1/4 всего речного стока на земном шаре. Кроме них в бассейн Атлантического океана поступают пресные воды и других крупных рек (Миссисипи, Нигер, Парана, Святого Лаврентия и др.). Важнейшее следствие больших объемов речного стока – вынос в Атлантику огромных масс терригенного материала.

Индийский океан – третий по величине океан. Большая его часть находится в Южном полушарии. Средняя глубина Индийского океана практически равна средней глубине Мирового океана. Площадь шельфов незначительна (около 9%). В Индийском океане сравнительно немного островов, но многочисленны подводные хребты и плато. Практически весь речной сток поступает с Азиатского континента в северную часть Индийского океана.

Северный Ледовитый океан – самый мелководный и небольшой из океанов, с центром около Северного полюса. Большую его часть (68%) занимают шельфы и континентальные склоны. Почти круглый год океан покрыт плавучими льдами толщиной 3-4 м. Северный Ледовитый океан связан с бассейнами Атлантического и Тихого океанов только узкими проливами. Его средняя солёность значительно ниже, чем солёность Мирового океана, за счет его изолированности и большого речного стока с окружающих континентов.

Южный океан — условное название вод трёх океанов (Тихого, Атлантического и Индийского), окружающих Антарктиду и выделяемых как «пятый океан», не имеющий, однако, чётко очерченной островами и континентами северной границы. Северной границей океана условно принято считать 60-й градус южной широты. В пределах Южного океана разбросано много различных по размерам островов, большинство из которых вулканического происхождения со сложным гористым рельефом. Ложе океана осложнено рядом подводных хребтов, небольших поднятий и котловин.

В общей циркуляции вод Южного океана важное место занимает их вертикальное движение. Охлажденные и осолоненные поверхностные воды, как более тяжелые, погружаются в глубинные слои. Эти воды, кроме того, обогащены кислородом. В результате такого явления образуются относительно холодные и соленые придонные воды. Они распространяются на восток вокруг Антарктиды и на север в Атлантический, Тихий и Индийский океаны, где смешиваются с их водами, поддерживая кислородный баланс в этих океанах. По этой причине Южный океан часто называют «легкими» Мирового океана.

В пределах океанов выделяют три основные топографические провинции: континентальные окраины, срединно-океанские хребты и океанские котловины.

7.2. Континентальные окраины

Континентальные окраины располагаются между континентами и океанами и включают комплекс морфоструктур, связанных с границами между этими двумя морфологическими элементами первого порядка. На континентальные окраины приходится 20% всей площади дна Мирового океана. Выделяют два основных типа континентальных окраин: пассивные и активные континентальные окраины (рис.7.2), существенно различающихся по набору и характеристикам основных морфологических элементов.

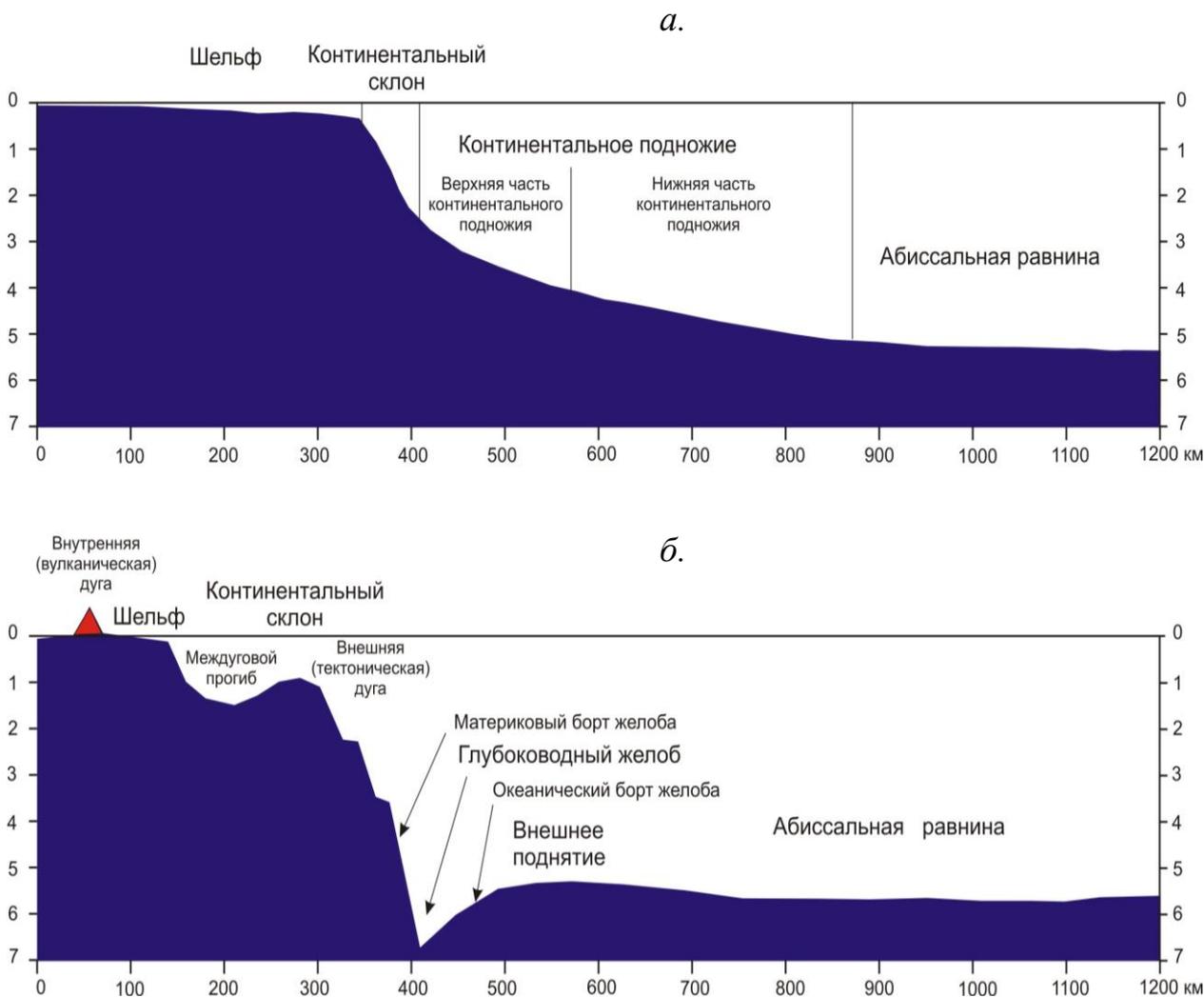


Рис.7.2. Основные морфологические элементы пассивных (а) и активных (б) континентальных окраин.

Пассивные континентальные окраины, или континентальные окраины атлантического типа, характерны для побережий Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также для большей части побережий Индийского океана. Для пассивных континентальных окраин не характерны современные активные тектонические процессы, поэтому они практически асейсмичны. Основные морфологические элементы пассивной континентальной окраины показаны на рис.7.2а. Рассмотрим их главные особенности.

Континентальный шельф как пассивных, так и активных окраин представляет собой продолжение материка в сторону океана от береговой линии до линии, называемой бровкой шельфа, где происходит резкое увеличение наклона дна в сторону океана. Шельфы занимают около 8% площади Мирового океана. Земная кора под шельфом континентальная, но имеет несколько меньшую мощность по сравнению с корой прилегающей части континента. Мощность земной коры обычно резко сокращается за бровкой шельфа. Средняя глубина бровки шельфа, как для пассивных, так и для активных континентальных окраин примерно одинакова и составляет около 130 м для большей части Мирового океана. Установлено, что современная бровка шельфа маркирует береговую зону низкого уровня океана во время второй фазы верхнеплейстоценового оледенения (18 – 35 тыс. л. н.). Поверхность шельфа очень пологая (уклоны менее 1:1000) и практически плоская. Современный рельеф поверхности шельфов является результатом совместного действия эрозии и аккумуляции осадков, связанных с многочисленными крупными гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана в четвертичное время. Ширина шельфов пассивных окраин достигает нескольких сотен километров. Наиболее широкие шельфы характерны для Северного Ледовитого океана. На некоторых шельфах мористее современной бровки иногда отмечаются одна или несколько более глубоководных террас, надстраивающих континентальный шельф в сторону океана до более значительных глубин (иногда до 1000 м). Такие переуглубленные шельфы разделяются современной бровкой на внутреннюю и внешнюю части, а переход от более глубоководных участков шельфа к континентальному склону маркируется внешней бровкой шельфа.

Континентальный склон пассивных континентальных окраин заключен между бровкой шельфа и участками дна на глубинах порядка 2000 – 3500 м. Континентальный склон в целом крутой, уклоны превышают 1:40 (около 4°), но на отдельных участках его крутизна может достигать 35 и более градусов. Континентальный шельф и склон вместе называются континентальной террасой. Континентальный склон пассивных окраин может быть разбит сбросами на ступени, но первичный тектонический ступенчатый рельеф погребен, как правило, под мощной толщей осадков.

Континентальное подножие пассивных окраин – геоморфологическая провинция, находящаяся между континентальным склоном и абиссальной равниной дна океана, обычно расположенной на глубинах 5000 – 5500 м. Континентальное подножие представляет собой полого наклоненную в сторону океана поверхность с мелкими локальными неровностями амплитудой не более нескольких десятков метров. Средний уклон дна в пределах континентального подножия постепенно уменьшается в сторону океана (от 1:100 до 1:700). По величине уклона выделяют верхнюю и нижнюю части континентального подножия. Переход от континентального подножия к абиссальной равнине отмечен сравнительно резким уменьшением уклона дна до почти горизонтального. Континентальное подножие пассивных окраин сложено толщей осадков мощностью несколько километров, накопившейся у основания континентального склона за счет сноса обломочного материала с континента. Основная часть обломочного материала выносится на континентальное подножие мутьевыми потоками по системе подводных каньонов и продолжающих эти каньоны долин, называемых *долинами конуса выноса*. К континентальным подножиям и примыкающим к ним участкам абиссальных равнин приурочены глубоководные конусы выноса (фены). У устья каждого подводного каньона имеется свой конус выноса. Соединяясь, эти конусы могут образовывать широкие шлейфоподобные формы, в которых сосредоточены огромные массы терригенных осадков.

Абиссальные равнины вблизи пассивных континентальных окраин характеризуются, как правило, субгоризонтальной, выровненной поверхностью, сложенной *дистальными турбидитами* – наиболее тонкозернистой фракцией терригенного материала, переносимого гравитационными потоками на огромные расстояния. С удалением от окраин континентов и приближением к склонам срединно-океанских хребтов влияние терригенной составляющей на рельеф абиссальных равнин практически исчезает и преобладающими формами рельефа здесь становятся абиссальные холмы, обусловленные первичным тектоническим палеорельефом, сформированным вблизи осевых зон срединно-океанских хребтов.

Активные континентальные окраины, или окраины тихоокеанского типа, развиты по периферии Тихого океана, на северо-востоке Индийского океана (Зондская дуга), в западной и южной частях Атлантического океана (дуги Карибского региона и Южно-Сандвичева дуга). Основные морфологические элементы активных континентальных окраин показаны на рис.7.2б. Главное отличие активных континентальных окраин от пассивных – наличие у активных окраин глубоководного желоба и внутренней (вулканической) дуги, представленной цепью современных вулканов, удаленных на определенное расстояние от оси глубоководного желоба. Кроме того, активные континентальные окраины отличаются исключительно высокой сейсмической активностью и наличием наклоненных под континент сейсмофокальных зон, уходящих на большие глубины (до 600-700 км).

Среди активных континентальных окраин выделяют два основных типа. Первый из них – чилийский, при котором основные морфологические элементы активной окраины непосредственно примыкают к континенту. Второй тип – марианский (или островодужный), где морфологические элементы активной окраины отделены от континента окраинным морем. Первый тип характерен для восточной окраины Тихого океана, второй – для северной и западной окраины Тихого океана и северо-восточной окраины Индийского океана. Кратко остановимся на основных характеристиках морфологических элементов активных континентальных окраин.

Внутренняя (вулканическая) дуга представляет собой цепь современных действующих вулканов с андезитово-базальтовым составом изверженных пород. В пределах активных окраин чилийского типа вулканы расположены на континенте. Для активных окраин марианского (островодужного) типа характерны островные или подводные вулканы, образующие протяженные вулканические хребты (островные гряды). В некоторых случаях вулканические дуги наложены на крупные фрагменты континентальной земной коры, отсеченные от континента окраинным морем (например, Японская дуга).

Шельфы активных континентальных окраин имеют существенно меньшую ширину, по сравнению с пассивными окраинами, не превышающую, обычно, нескольких десятков километров. Кроме того, шельфы и континентальные склоны активных окраин постоянно испытывают воздействие активных тектонических процессов, что отражается в морфологии их дна и структуре шельфовых отложений. Именно на активных окраинах можно встретить переуглубленные шельфы, с глубиной внешней бровки до 1000 м, обусловленные нисходящими тектоническими движениями.

Континентальный склон активной окраины представлен, как правило, двумя морфоструктурными элементами: внешней (тектонической) дугой и междуговым прогибом. Рассмотрим характерные признаки этих морфоструктур на примере Курило-Камчатского региона.

В пределах Курильской островной дуги (рис.7.3) фрагменты внешней дуги представлены северным и южным блоками хребта Витязя, которые отгораживают со стороны Тихого океана Срединно-Курильский междуговой прогиб. Этот прогиб интенсивно заполняется терригенным материалом, поступающим с Курильских островов. В пределах южного и северного окончаний Курильской дуги фрагменты хребта Витязя и Срединно-Курильский междуговой прогиб практически полностью погребены осадками и об их присутствии можно судить лишь по структурным особенностям осадочного чехла.

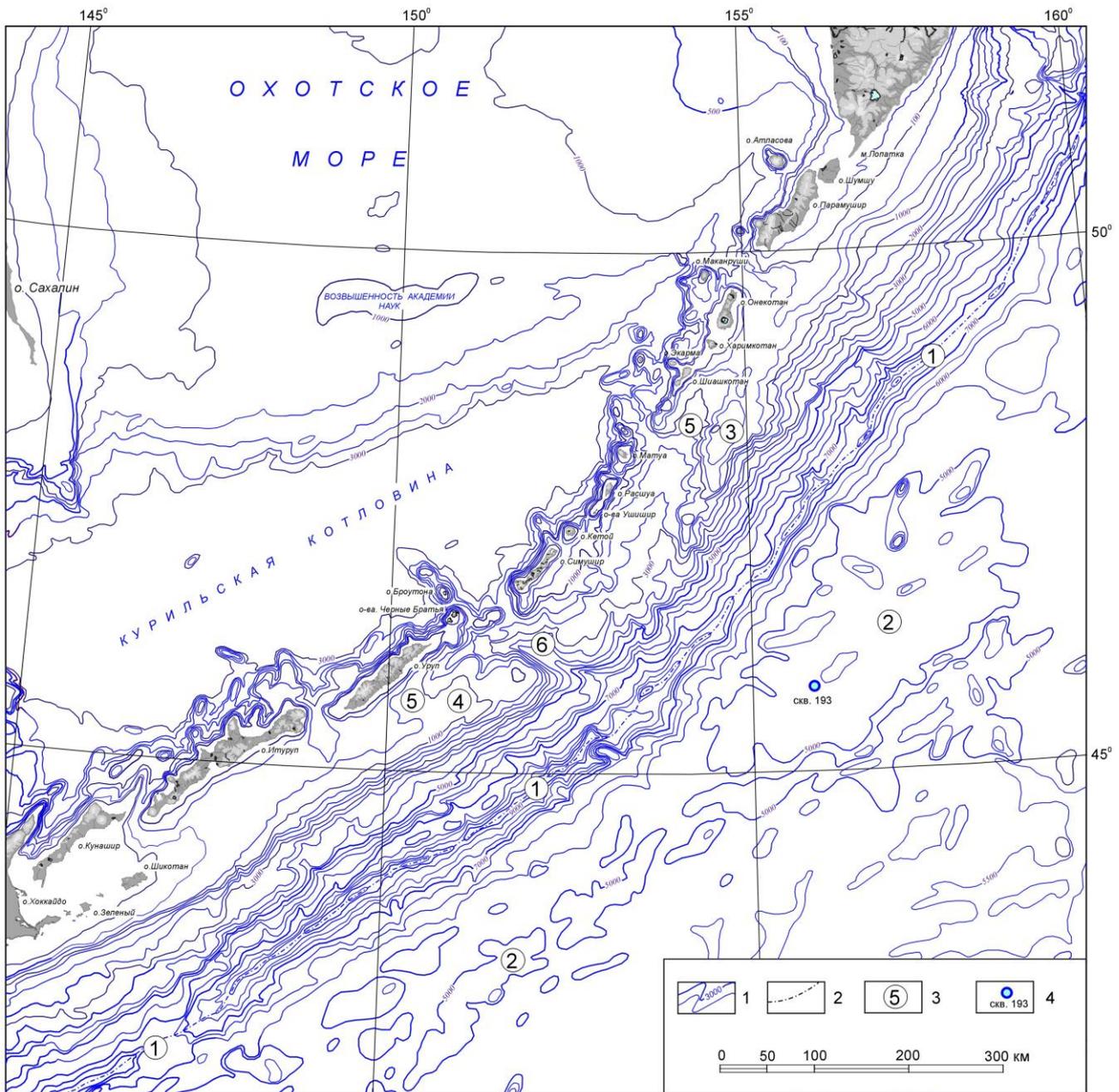


Рис. 7.3. Схема подводных морфоструктур Курильской островной дуги (Селиверстов, 2013).

- 1 – изолинии глубины (100, 500, далее через 500 м);
- 2 – ось глубоководного желоба;
- 3 – нумерация морфоструктур;
- 4 – скважина глубоководного бурения.

Цифровые обозначения крупнейших подводных морфоструктур:

- 1 – Курило-Камчатский глубоководный желоб;
- 2 – вал Зенкевича (Хоккайдо);
- 3 – северный блок хребта Витязя;
- 4 – южный блок хребта Витязя;
- 5 – Срединно-Курильский междуговой прогиб;
- 6 – грабен Буссоль.

У активной континентальной окраины Восточной Камчатки (рис.7.4) междуговой прогиб и внешняя дуга выражены весьма контрастно. Фрагменты междугового прогиба (котловины Авачинского, Кроноцкого и Камчатского заливов) и внешней дуги (хребты-барьеры, ограничивающие эти котловины со стороны Тихого океана) отчетливо выражены в рельефе дна, несмотря на интенсивное заполнение котловин терригенным материалом.

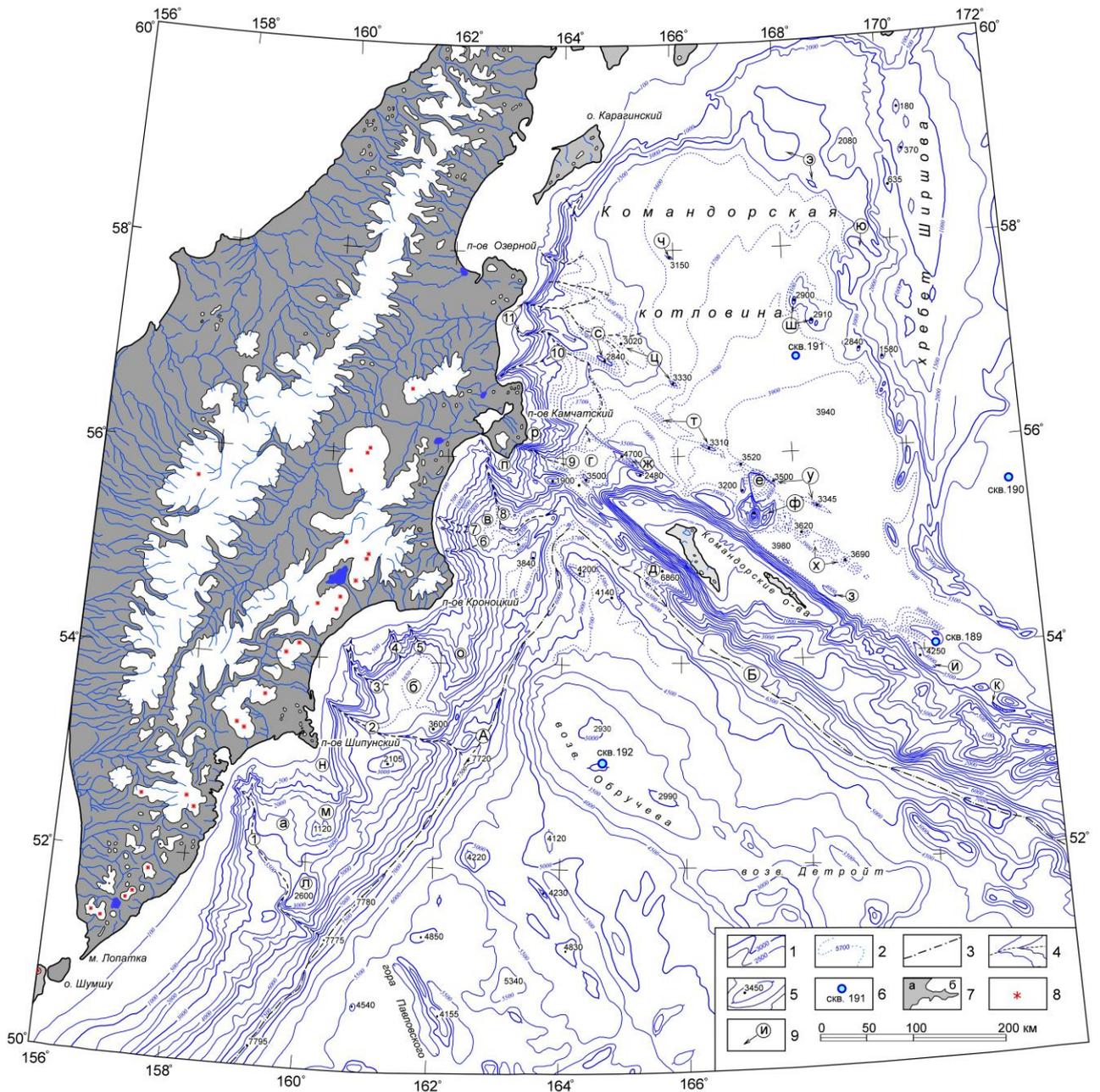


Рис 7.4. Схема подводных морфоструктур прикамчатских акваторий (Селиверстов, 2013).

1,2 - изобаты (м): 1 - основные (100, 500, далее через 500 м), 2 - дополнительные; 3 - морфологические оси глубоководных желобов; 4 - тальвеги крупнейших каньонов и продолжающих их долин; 5 - экстремальные отметки глубин (м); 6 - скважины глубоководного бурения; 7-9 - элементы рельефа суши: 7 - гипсометрические уровни ниже (а) и выше (б) отметки 500 м относительно уровня моря, 8 - действующие вулканы; 9 - обозначения крупнейших подводных морфоструктур: **А, Б** - глубоководные желоба (**А** - Курило-Камчатский, **Б** - Алеутский); **а - к** - современные прогибы: **а** - котловина Авачинского залива, **б** - котловина Кроноцкого залива, **в** - котловина Камчатского залива, **г** - прогиб Камчатского пролива, **д** - котловина Стеллера, **е** - грабен Командор, **жс - к** - отрицательные формы рельефа (дуплексы растяжения), связанные с разломом Беринга, в т. ч. **и, к** - трог Креста; **л - ю** - современные поднятия: **л, м** - южный и северный блоки подводного хребта Шатского, **н** - подводное продолжение структуры Шипунского п-ва, **о** - подводное продолжение структуры Кроноцкого п-ва (Кроноцкий подводный хребет), **п** - подводное продолжение Камчатского мыса, **р** - подводное продолжение мыса Африка, **с - у** - положительные формы рельефа, связанные с линеamentом Альфа, **ф** - массив Вулканологов, **х** - поднятие Южно-Командорское, **ц** - подводный хребет Бета, **ч - ю** - положительные формы рельефа, связанные с линеamentами Гамма (**ч, ш**) и Дельта (**э, ю**). Цифрами обозначены крупнейшие каньоны: **1** - Авачинский, **2** - Жупановский, **3** - Кроноцкий, **4** - Ольги, **5** - Кубовой, **6** - Чажма, **7** - Сторож, **8** - Камчатский, **9** - Пикежский, **10** - Столбовой, **11** - каньоны Озерновского залива.

Глубоководные желоба являются неотъемлемой чертой активных континентальных окраин. Материковый и океанический борта желобов осложнены ступенями различных форм и размеров, обусловленных активными тектоническими процессами. Крутизна океанического борта в среднем составляет 4-5 градусов. Материковый борт более крутой, со средними уклонами порядка 10-15 градусов, но его отдельные блоки могут ограничиваться более крутыми склонами, вплоть до вертикальных уступов. Междуговые прогибы и глубоководные желоба активных окраин улавливают практически весь обломочный материал, переносимый придонными гравитационными потоками по системе подводных каньонов и долин конусов выноса, а океанический борт желоба является непреодолимым препятствием для распространения этого материала на прилегающие абиссальные равнины океана. В отличие от пассивных окраин, подводные конусы выноса здесь формируются в пределах междугового прогиба, на тектонических ступенях материкового борта и в осевой части глубоководного желоба.

Внешнее поднятие – пологая антиклинальная структура, непосредственно примыкающая к океаническому борту глубоководного желоба. Амплитуда внешнего поднятия не превышает, обычно, нескольких сот метров (относительно прилегающих абиссальных равнин) при ширине первые сотни километров. Внешнее поднятие, приуроченное к Курильской островной дуге, получило наименование вал Зенкевича (японское наименование – вал Хоккайдо) (см. рис.7.3).

Подводные морские каньоны являются неотъемлемой чертой как пассивных, так и активных континентальных окраин. Они представляют собой крупные отрицательные формы рельефа, напоминающие гигантские овраги, интенсивно расчленяющие внешний шельф и континентальный склон. Верховья каньонов приурочены, как правило, к окрестностям внутренней бровки шельфа, реже – к участкам внутреннего шельфа. Происхождение каньонов связывают с эрозионным воздействием обломочного материала, переносимого мутьевыми потоками из районов шельфовой седиментации в глубоководные районы. Руслу каньонов глубоко врезаются в шельф и континентальный склон, иногда на величину до первых километров, подвергая эти морфоструктуры разрушительному эрозионному воздействию. При этом эродируются не только осадочные комплексы, но и породы фундамента. Примеры, иллюстрирующие масштабы подводной эрозии шельфа и континентального склона Восточной Камчатки приведены на рис.7.5 и 7.6.

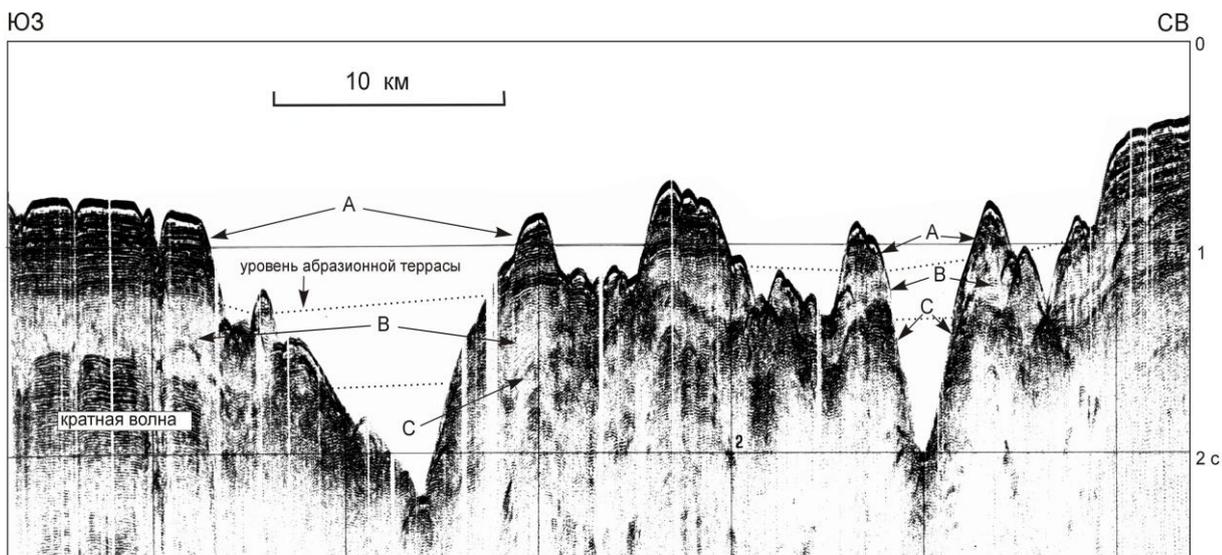


Рис.7.5. Сейсмоакустический разрез, иллюстрирующий разрушение процессами подводной эрозии опущенной шельфовой террасы и континентального склона в западной части Кроноцкого залива. Буквами А, В, С обозначены соответственно сейсмофации: надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачного осадочного комплекса и акустического фундамента (конгломераты и базальты) (Селиверстов, 1998).

На представленных разрезах видно, что подводные каньоны здесь не только полностью прорезают осадочные комплексы, но и глубоко врезаются в консолидированные породы акустического фундамента, представленного здесь плотными конгломератами и магматическими породами основного состава (базальтами).

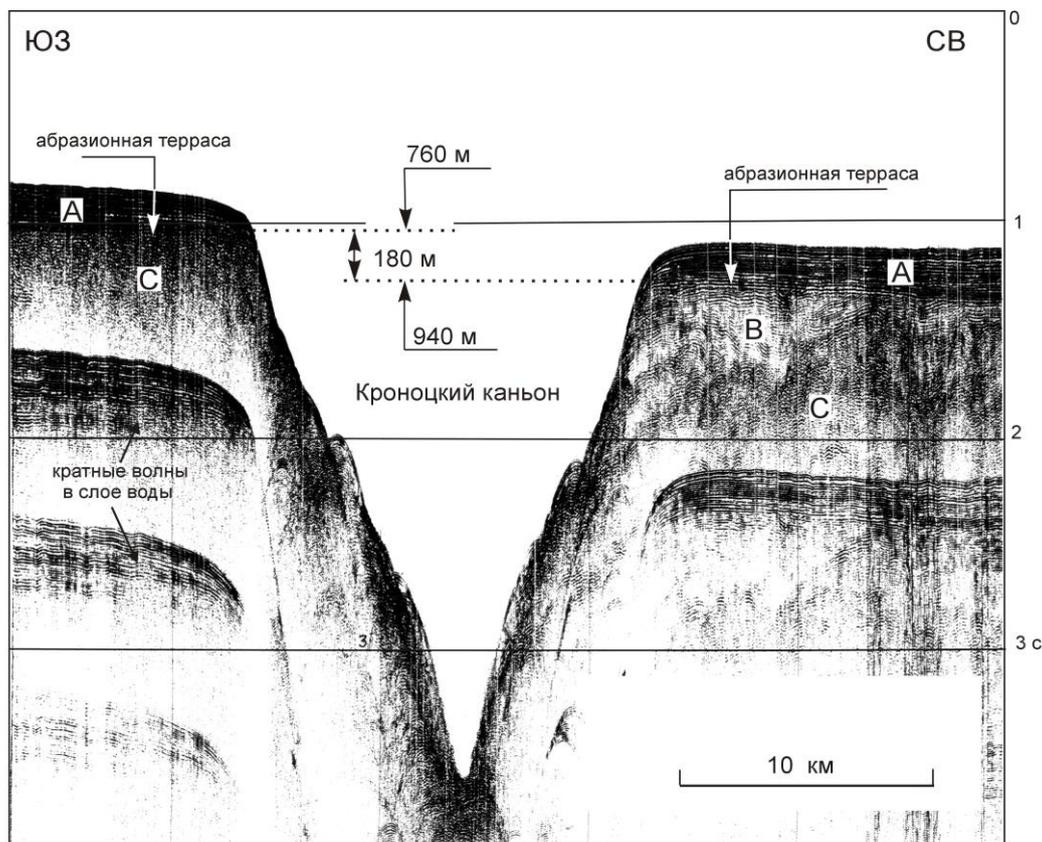


Рис. 7.6. Сейсмоакустический разрез внешнего шельфа Кроноцкого залива, ориентированный вкрест Кроноцкого каньона. Буквенные обозначения см. на рис.7.5.

По мере выхода за пределы континентального склона морфологическая выраженность каньонов резко меняется. В пределах континентального подножия каньоны продолжают долинами, получившими название долины конуса выноса. Эти долины, выражены в рельефе дна отрицательными формами рельефа глубиной, как правило, от десятков до первых сотен метров. Долины конуса выноса крупных каньонов могут простираться по поверхности осадочных бассейнов на огромные расстояния, измеряемые сотнями километров. Так, долина конуса выноса каньона Жемчуг в южной части Берингова моря прослеживается на расстояние 370 км (Шепард, Дилл, 1977).

Поперечные профили долин конуса выноса, как правило, асимметричны. Один из бортов долины заметно выше другого из-за наличия на нем намывного вала. За счет воздействия силы Кориолиса на движущийся по долине конуса выноса поток обломочного материала, он отклоняется от оси долины и откладывает переносимый материал на один из ее бортов (на правый борт в Северном полушарии и на левый – в Южном). При этом формируется намывной вал, а русло долины смещается в противоположную сторону. Таким образом, русла долин конуса выноса постепенно меняют свое место положения, мигрируя по мере заполнения осадочного бассейна, подобно руслам равнинных рек.

Верховья большинства каньонов, как пассивных, так и активных континентальных окраин не достигают зоны современной шельфовой седиментации, располагаясь, обычно, глубже 130-150 м. Это отчетливо видно, в частности, на батиметрической карте прикамчатских акваторий (см. рис. 7.4), где верховья крупнейших каньонов Восточной Камчатки не достигают 100-метровой изобаты. В настоящее время большинство каньонов лишено питания обломочным материалом, поступающим с суши. Это означает, что каньоны в настоя-

щее время находятся в своей «пассивной» стадии, т.е. мутьевые потоки в них, как правило, не образуются и, соответственно, терригенное осадконакопление у подножия континентального склона и в междугловых прогибах практически приостановилось. Произошло это в результате голоценовой трансгрессии. Каньоны «не успели» проработать себе новое русло вслед за стремительным повышением уровня океана в голоцене, и были отрезаны от зоны современного терригенного осадконакопления, приуроченной к мелководной береговой зоне (обычно, до глубин 20-30 м).

В периоды гляциоэвстатических понижений уровня океана обширные участки шельфа становились сушей и реки выносили обломочный материал непосредственно к верховьям каньонов, что способствовало возникновению мощных мутьевых потоков и, соответственно, переносу огромных масс терригенного материала из прибрежных районов на большие глубины. Эти периоды соответствуют «активным» стадиям в деятельности каньонов. Именно в периоды гляциоэвстатических понижений уровня океана, соответствующих ледниковым периодам плейстоцена, у подножия континентальных склонов, в междугловых прогибах и даже в глубоководных желобах были сформированы колоссальные по объему осадочные тела, сложенные терригенным материалом. Рост ледников на суше сопровождался колоссальным ростом ледниковой эрозии горных сооружений. Гигантские ледники буквально стирали с лица Земли целые горные страны. В результате многократно возрастал сток терригенного материала. Исключительно высокие скорости терригенного осадконакопления в морских бассейнах – одна из характерных особенностей четвертичного периода, обусловленная гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана и многократными оледенениями суши.

7.3. Глобальная система срединно-океанских хребтов

Срединно-океанские хребты. Наиболее выразительными морфоструктурами дна океана являются срединно-океанские хребты. Эти хребты проходят через все океаны, имея общую протяженность более 80 тысяч километров и среднюю глубину над гребнем около 2500 метров. Они располагаются в центральных частях всех океанов, кроме Тихого, где срединный хребет сдвинут далеко на восток и пересекается с Северо-Американским континентом (рис.7.7).

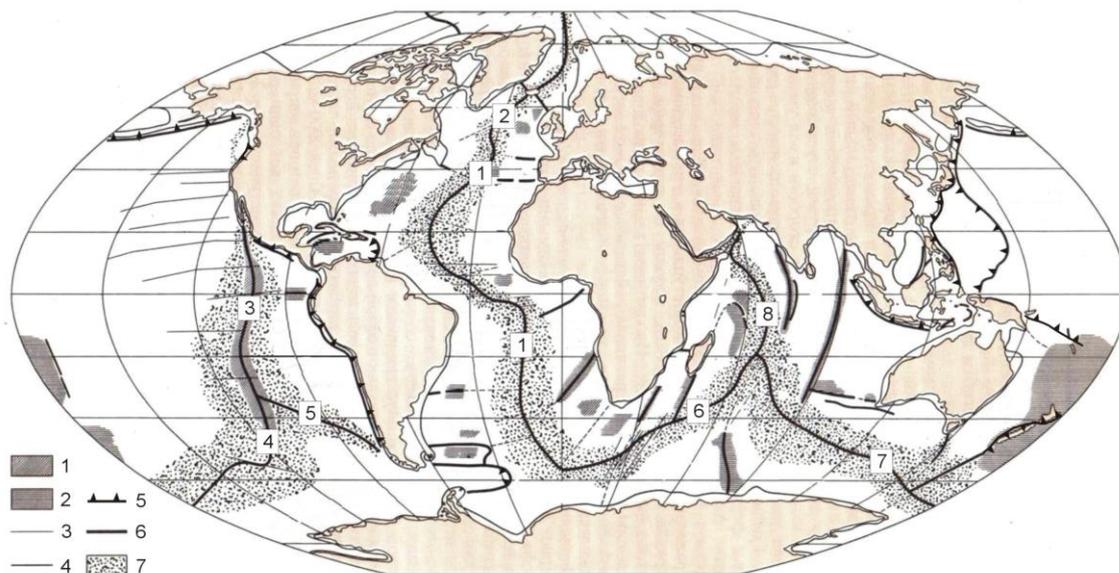


Рис.7.7. Основные морфоструктуры дна Мирового океана

1 – возвышенности; 2 – плато; 3 – разломы; 4 – бровка континентального шельфа; 5 – глубоководные желоба; 6 – оси срединно-океанских хребтов; 7 – срединно-океанские хребты: 1 – Срединно-Атлантический хребет; 2 – хребет Рейкьянес; 3 – Восточно-Тихоокеанское поднятие; 4 – Южно-Тихоокеанское поднятие; 5 – Чилийское поднятие; 6 – Западноиндийский хребет; 7 – Центральноиндийский хребет; 8 – хребет Карлсберг.

Система срединно-океанских хребтов является единой глобальной системой. Она опоясывает весь земной шар. Эта система протягивается от континентального шельфа Азии, в районе дельты реки Лена, через Северный Ледовитый океан в Норвежское море до Исландии, а далее через Атлантический океан вокруг Африки в Индийский океан. Между Мадагаскаром и Индией хребет раздваивается. Одна ветвь идет на северо-запад и входит в Аденский залив, где она вновь делится на рифт Красного моря и на Африканскую континентальную систему рифтовых долин. Вторая ветвь проходит через Индийский океан, огибает с юга Австралию и Новую Зеландию, продолжается далее в виде Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий и входит затем в Калифорнийский залив, где исчезает под континентом Северная Америка. Затем появляется вновь, но уже в гораздо менее отчетливой форме к западу от побережья Канады, уходя далее в залив Аляска.

Срединно-океанские хребты представляют собой широкие подводные горные сооружения с максимальной относительной высотой в осевой части и с опускающимися в обе стороны склонами. В целом, срединно-океанские хребты представляют собой довольно пологие сводовые поднятия, но местами их рельеф сильно расчленен параллельными оси хребта уступами, грядами и долинами, а также поперечными зонами разломов, сдвигающих ось хребта. Срединно-океанские хребты являются сейсмически активными морфоструктурами. Их сейсмическая активность выражена неглубокими (коровыми) землетрясениями, в осевой части хребта и ее окрестностях. Гребень хребта возвышается на 2500-3000 м над дном котловин при ширине хребта более 1000 км. Между гребнем и дном океанских котловин располагаются склоны хребта, или фланги. Рельеф обоих склонов, как правило, симметричен. Для них характерна умеренная или резкая расчлененность поверхности фундамента (100-1000 м) и изменчивость строения осадочного покрова, мощность которого обычно возрастает по мере удаления от гребня хребта.

Рельеф срединно-океанских хребтов меняется по их простиранию. Так, Срединно-Атлантический хребет отличается сильно расчлененным гребнем и склонами, а вдоль оси хребта протягивается центральная рифтовая долина глубиной 1-2 км и шириной в несколько десятков километров. Ширина хребта в среднем составляет около 1000 км. В нескольких местах вдоль хребта возвышаются острова (Азорские, Исландия, Вознесения и др.). Аналогичное строение характерно и для срединно-океанских хребтов Индийского океана. Восточно-Тихоокеанское поднятие, напротив, имеет гораздо менее расчлененный рельеф. На его гребне нет заметной осевой долины. Это поднятие возвышается на 2-4 км над окружающим ложем океана и отличается максимальной шириной (от 2000 до 4000 км).

Трансформные разломы. Оси срединно-океанских хребтов во многих местах смещены по поперечным зонам, получивших название трансформных разломов. Основные из этих поперечных зон показаны на физиографической схеме дна Мирового океана (рис. 7.8). Величина смещения оси срединно-океанских хребтов по таким разломам может достигать нескольких сотен, и даже первых тысяч километров (например, зона разломов Романш в центральной Атлантике). Причем отрезок трансформного разлома находящийся между двумя смещенными концами оси хребта, является сейсмически активным, в отличие от остальных участков, выраженных морфологически, но асейсмичных.

Трансформные разломы представляют собой протяженные, линейно вытянутые зоны расчлененного рельефа, представленные, обычно, глыбовыми хребтами. Они пересекают склоны срединно-океанских хребтов до их подножия и, как правило, простираются дальше на дно океанских котловин в виде поверхностных или погребенных форм рельефа. Некоторые из таких разломов достигают протяженности 3000-3500 км. Как правило, эти разломы разделяют участки океанского дна, различающиеся по возрасту и средним глубинам. Во многих случаях эти разломы рассекают фундамент на блоки, находящиеся на разном гипсометрическом уровне. Амплитуда вертикального смещения при этом варьирует в широких пределах от 100 до 4000 м.

океанов, примыкающие к срединно-океанским хребтам. Рельеф холмистых абиссальных равнин обусловлен рельефом подстилающего фундамента, сформированного в срединно-океанских хребтах и перекрытого сравнительно маломощным чехлом пелагических осадков.

Подводные асейсмичные хребты и поднятия (возвышенности) являются неотъемлемой чертой океанских котловин. Они различаются морфологической выраженностью, размерами, формой, а также строением земной коры и возрастом. Одни из них образуют мелководные плато, часто увенчанные островами, другие находятся на более значительных глубинах, выделяясь обширными положительными формами рельефа на дне океанских котловин. По генезису можно выделить три типа асейсмичных хребтов и поднятий.

Первый тип – асейсмичные хребты и поднятия, имеющие континентальное строение земной коры. Их также часто называют микроконтинентами. По сути, это фрагменты континентов, отчлененные от них тектоническими движениями и опущенные ниже уровня океана. Типичный пример таких морфоструктур – обширное Новозеландское поднятие (плато Кэмпбелл и Чатем), прилегающее к восточной окраине Новой Зеландии. Другой пример – Маскаренский хребет (в северо-западной части Индийского океана), северная часть которого увенчана Сейшельскими островами. К такому же типу морфоструктур относится и возвышенность Ямато в Японском море, являющаяся отколовшимся фрагментом Азиатского континента.

Второй тип асейсмичных хребтов – хребты, обусловленные тектономагматической деятельностью в пределах океанских котловин. Так, Восточно-Индийский хребет, протягивающийся в Индийском океане с юга на север более чем на 4500 км, представляет собой линейно вытянутое глыбовое поднятие с проявлениями экструзивного магматизма. Аналогичное строение имеет и хребет Чагос в западной части Индийского океана. Считается, что эти хребты – следы древних трансформных разломов, контролировавших движение Индийской плиты в направлении Азии в раннекайнозойское время. К этому же типу морфоструктур можно отнести подводные хребты, трассирующие следы древних трансформных разломов субширотного простирания в северо-восточной части Тихого океана: Мендосино, Меррей, Молокаи, Клариион, Клиппертон.

Третий тип асейсмичных хребтов, наиболее распространенный, связан с проявлениями интенсивной магматической деятельности на некоторых участках океанских котловин в предшествующие геологические эпохи, которые привели к существенному увеличению мощности океанской земной коры (до 15-20 км). Такие участки, как правило, приурочены к местам выхода на поверхность Земли восходящих мантийных плюмов (горячие точки), а также к бывшим, в геологическом прошлом, местам тройного сочленения срединно-океанских хребтов. В северной части Тихого океана к таким морфоструктурам относятся Гавайско-Императорский хребет, образованный на протяжении кайнозоя над «Гавайской горячей точкой», а также более древние возвышенности Шатского и Хесса, образованные в нижнемеловое время в местах тройного сочленения срединно-океанских хребтов того времени. В центральной и южной частях Тихого океана к данному типу морфоструктур относятся системы хребтов Маркус-Неккер – Лайн – Туамоту, Маршалловых и Каролинских островов, островов Кука и др. Аналогичное происхождение имеют хребет Китовый и поднятие Риу-Гранди в юго-западной и юго-восточной частях Атлантического океана, соответственно, а также хребет Кергелен в южной части Индийского океана (см. рис.7.8).

Наряду с вулканическими сооружениями, слагающих крупные асейсмичные хребты, в океанских котловинах также широко распространены отдельные подводные горы вулканического происхождения. Однажды сформировавшись, подводные вулканические горы существуют затем длительное время. Если вершины подводных гор поднимаются выше уровня океана, образуя вулканические острова, надводная их часть рано или поздно срезается эрозией. Последующее их погружение приводит к образованию плосковершинных гайотов, находящихся на глубинах до 2 и более километров. В тропических районах во-

круг островов вырастают коралловые рифы, а после погружения горы на ее месте образуется коралловый атолл (рис.7.9). Такая точка зрения на происхождение атоллов была обоснована еще Чарльзом Дарвином во время кругосветного путешествия на корабле «Бигль» в 1831 – 1836 годах.

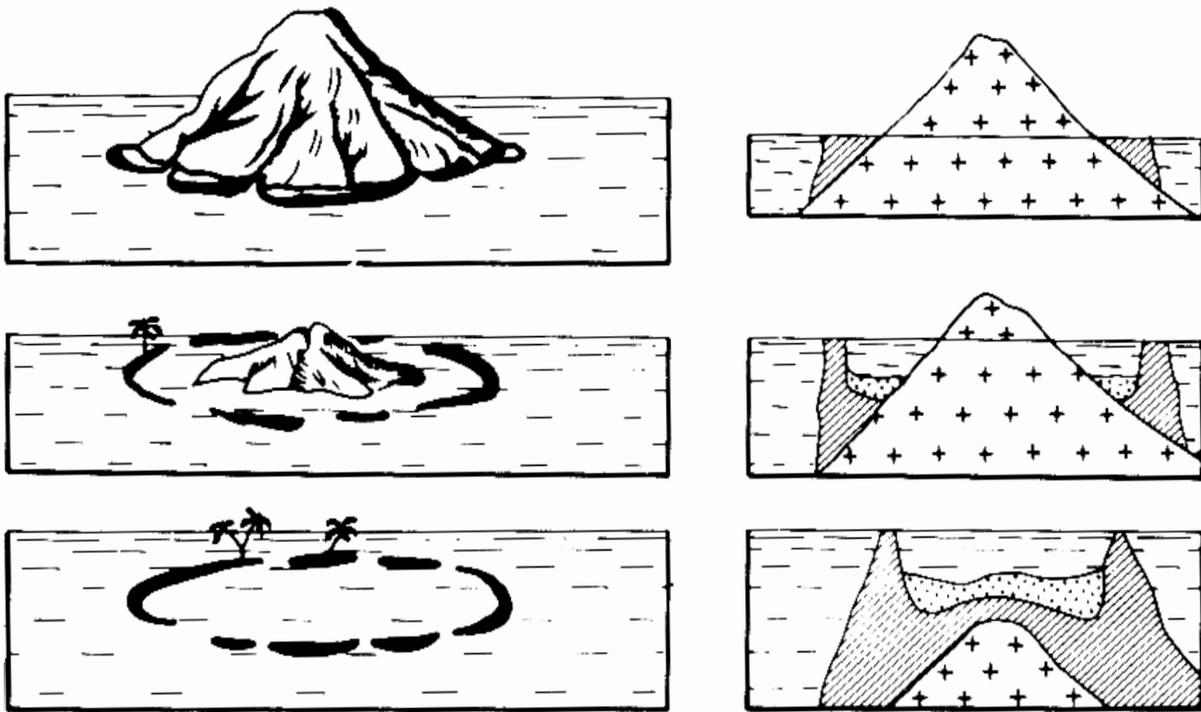


Рис.7.9. Схема образования атоллов по Ч. Дарвину.

Чарльз Дарвин предсказал, что под каждым атоллом должно скрываться вулканическое основание, представляющее собой остатки первичного вулкана. Последующее бурение подтвердило его гипотезу. В 1840 году на атолле Хао (острова Туамоту) с помощью примитивного бура на глубине 14 м были обнаружены исключительно кораллы. В 1896-1898 годах при попытке пробурить скважину до основания атолла Фунафути (острова Тувалу) бур опустил на глубину 340 м в однородной толще коралловых известняков. Скважина глубиной 432 м на атолле Кито-Даито-Сима (острова Рюкю) также не достигла коренных пород атолла. В 1947 году на Бикини была пробурена скважина глубиной 779 м, достигшая раннемиоценовых отложений, возрастом около 25 миллионов лет. И, наконец, в 1951 году две скважины глубиной 1266 и 1389 м на атолле Эниветок (Маршалловы острова) прошли эоценовые известняки возрастом около 50 миллионов лет и достигли коренных базальтов, имеющих вулканическое происхождение. Эти находки свидетельствовали о вулканическом генезисе основания атолла, что и предполагал Ч. Дарвин.

Глава 8. ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

По условиям обитания и образу жизни морские организмы подразделяются на три основных группы – планктон, бентос и нектон. Из них наибольшее значение в осадкообразовании имеют планктон и бентос.

Планктонные организмы обитают в поверхностном слое воды на глубинах 100 – 200 м. Они не имеют способов передвижения и держатся в воде во взвешенном состоянии. Среди них выделяют *фитопланктон* – растительные организмы, существующие за счет фотосинтеза (простейшие водоросли), и *зоопланктон* — простейшие организмы, в основном питающиеся фитопланктоном.

Бентосные организмы обитают на морском дне. По условиям передвижения подразделяются на бентос подвижный (крабы, морские звезды, морские ежи), малоподвижный (моллюски, черви) и бентос прикрепленный (кораллы, известковые водоросли, мшанки).

Нектонные организмы объединяют большую группу свободно плавающих животных – рыб, головоногих моллюсков, морских млекопитающих и др.

Кроме упомянутых групп морских организмов, следует отметить также бактерии, которые играют огромную роль в физико-химических условиях водной среды и диагенезе морских осадков.

8.1. Зоны обитания морских организмов

Развитие органического мира тесно связано с рельефом дна Мирового океана, где выделяются зоны, каждая из которых характеризуется определенной фауной и флорой и особенностями осадконакопления. Зоны обитания морских организмов охватывают две экологические ниши: дно океана (бенталь) и его водную толщу (пелагиаль). Ниже приведена существующая классификация зон обитания морских организмов в зависимости от глубины океанского дна (для бентали) и водной толщи (для пелагиали).

Зоны обитания на дне океана (бенталь):

- литоральная – приливно-отливная;
- неритовая (сублиторальная) – до глубин 200 - 300 м;
- батидальная – дно континентального склона и его подножья;
- абиссальная – дно океанских котловин;
- субабиссальная – дно глубоководных желобов;
- гидротермальная – вблизи активных гидротермальных систем.

Зоны обитания в водной толще (пелагиаль):

- пелагическая (эпипелагическая) – верхние 200 - 300 м;
- мезопелагическая – 200 -1200 м;
- батипелагическая – более 1200 м.

Приведем краткие характеристики упомянутых выше зон обитания.

Литоральная зона представляет собой часть морского дна, расположенную между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива. Она периодически осушается во время отливов и подвержена сильному волновому воздействию. В таких условиях в этой зоне могут обитать лишь организмы, хорошо приспособленные к механическим воздействиям (имеющие прочный панцирь), прикрепленные ко дну или скрывающиеся в толще донных отложений. Поэтому видовой состав представителей фауны и флоры в этой зоне крайне ограничен (крабы, морские желуди, мидии, актинии и др.).

Неритовая (сублиторальная) зона соответствует дну шельфа. В этой зоне создаются наиболее благоприятные условия для развития большого числа разнообразных видов морских организмов благодаря проникновению в эту зону солнечного света. Именно в неритовой зоне океана сосредоточено подавляющее большинство видов донной фауны и фло-

ры. В верхней части неритовой зоны разнообразные водоросли формируют подводные луга. Основную массу бентосных организмов в пределах неритовой зоны составляют рифостроящие организмы, моллюски, иглокожие, губки, мшанки, ракообразные, брахиоподы и др.

Батиальная зона соответствует дну океана в пределах континентального склона. В эту зону уже практически не проникают солнечный свет (за исключением самой верхней ее части) и в ней отсутствуют организмы, существующие за счет фотосинтеза. Соответственно, резко сокращается и количество видов других организмов. В условиях батиальной зоны могут существовать лишь виды донной фауны, живущие за счет органического вещества донных осадков, поступающего из других зон, прежде всего – пелагической. В батиальной зоне обитают некоторые виды бентосные фораминифер, губок, кишечнорастворимых, брахиопод, двустворок, гастропод, червей и иглокожих.

Абиссальная и субабиссальная зоны соответствуют дну океанских котловин и глубоководных желобов. В этих зонах, аналогично батиальной, полностью отсутствует солнечный свет, а также господствуют низкие температуры и гигантские давления. Долгое время считалось, что такие условия исключают возможность существования на дне океана каких-либо представителей бентоса. Однако последующие исследования показали, что отдельные виды обитателей морского дна способны жить и в таких условиях. Первичным источником питания для этих организмов также служит органическое вещество донных осадков, поступающее из других зон обитания. В этой зоне обитает крайне ограниченное количество видов морских организмов: отдельные виды иглокожих, червей и ракообразных. Еще реже встречаются брахиоподы, губки, кишечнорастворимые, гастроподы.

Гидротермальная зона обитания морских организмов на дне океана была выявлена сравнительно недавно, после исследований, проведенных с применением подводных обитаемых аппаратов. Оказалось, что на больших глубинах при полном отсутствии солнечного света в непосредственной близости от горячих гидротермальных выходов существуют островки жизни, отличающиеся способностью использовать для производства органического вещества не энергию солнечных лучей (фотосинтез), а тепло и химические соединения, выносимые гидротермальными системами из глубин Земли (бактериальный хемосинтез). Они образуют замкнутые экосистемы, сосредоточенные в местах выхода на поверхность дна высокотемпературных (300 – 350 °С) гидротерм, так называемых «черных курильщиков», распространенных в осевых зонах срединно-океанских хребтов. Подобные экосистемы выявлены также в местах выхода более низкотемпературных (100 - 200 °С) гидротерм, так называемых «белых курильщиков», распространенных в задуговых бассейнах некоторых окраинных морей.

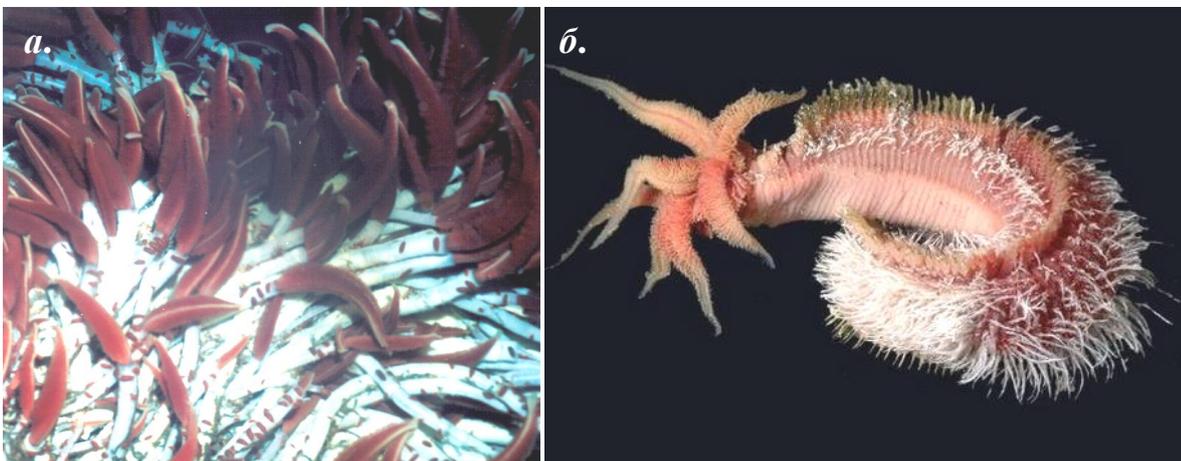


Рис.8.1. Уникальные представители бентоса гидротермальных зон обитания на «черных курильщиках» срединно-океанских хребтов: вестиментиферы (а) и помпейский червь (б).

Видовой состав обитателей гидротермальных зон океана уникален, т.е. большинство видов морских организмов этой зоны могут существовать только в ее пределах и не встречаются в других зонах обитания. Исследования фауны гидротермальных зон позволили установить, что число относящихся к ней видов многоклеточных организмов приближается к 500. На рис.8.1 представлены фотографии двух уникальных представителей этой зоны: вестиментифер и помпейского червя.

Пелагическая (эпипелагическая) зона обитания морских организмов соответствует верхней части водной толщи Мирового океана, примерно до глубин 200 метров. Эта зона находится под воздействием солнечного света, что создает условия для существования многочисленных видов фитопланктона и, соответственно, зоопланктона и nekтона. Пелагическая зона соответствует поверхностному слою водной толщи Мирового океана. Температурный режим этой зоны зависит от географической широты и подвержен сезонным колебаниям, что отражается на видовом составе фитопланктона и зависящих от него других видов морских организмов в различных районах Мирового океана.

Мезопелагическая зона обитания морских организмов заключена в диапазоне глубин от 200 до 1200 м, что в большинстве районов Мирового океана соответствует диапазону глубин постоянного термоклина. В верхнюю часть этой зоны еще проникает незначительное количество солнечного света, поэтому мезопелагическую зону часто называют сумеречной. Мезопелагическая зона менее населена морскими организмами, по сравнению с пелагической зоной. В ней отсутствует фитопланктон и реже встречается растительный зоопланктон. В основном эта зона заселена nekтоном и хищным зоопланктоном (различные виды ракообразных, крылоногих моллюсков, медуз и т.п., рис.8.2).

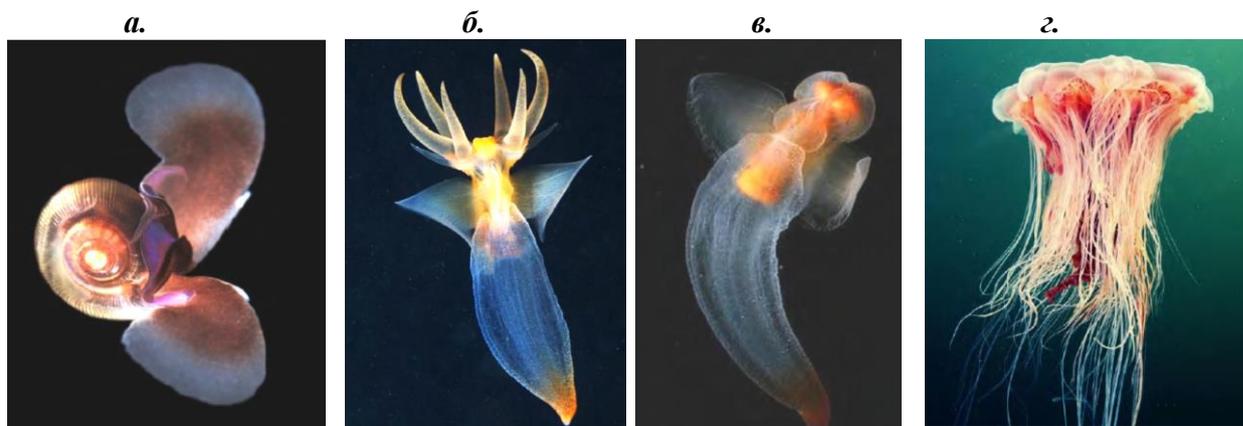


Рис.8.2. Крупнейшие представители хищного зоопланктона (по Л.В. Ильишу):

а - раковинный крылоногий моллюск, длина 3 – 15 мм; *б*, *в* – крылоногие моллюски, длина 40 – 50 мм;

г - сцифомедуза цианеа, диаметр купола более 2 м, длина щупалец до 30 м.

Батипелагическая зона обитания морских организмов охватывает глубины Мирового океана, превышающие 1200 метров. Эта зона соответствует промежуточным и придонным водам океана. Она полностью лишена солнечного света, характеризуется постоянными низкими температурами (как правило, ниже 4-5 °С) и высокими значениями гидростатического давления. Она заселена сравнительно немногими представителями nekтона и хищного зоопланктона, приспособленного к обитанию в таких непростых условиях.

На видовой состав морских организмов существенное влияние оказывает температура и соленость морской воды. С понижением температуры и уменьшением солености видовой состав сокращается. Так, по данным Л.А. Зенкевича, количество видов в морях Малайского архипелага насчитывает около 40 000, а в арктических морях (море Лаптевых) – всего 400. В морских бассейнах Средиземного, Черного и Азовского морей, с последовательным снижением солености, обитает, соответственно, около 7000, 1200 и 100 видов морских организмов.

8.2. Основные виды морского планктона

Мельчайшие обитатели пелагической зоны океана – разнообразные виды фитопланктона и зоопланктона играют первостепенную роль в образовании органогенных осадков и, соответственно, органогенных осадочных пород. Кроме того, на их видовом разнообразии в различные геологические эпохи основаны микропалеонтологические методы определения относительного возраста горных пород. Они также являются индикатором фациальных условий осадконакопления, палеоклиматических, палеоокеанологических и палеоэкологических условий в Мировом океане на различных этапах геологической истории Земли.

Основные виды планктона по способу питания подразделяются на фитопланктон и зоопланктон. Фитопланктон производит необходимые для жизни органические вещества за счет энергии солнечных лучей и химических веществ, содержащихся в морской воде. Именно фитопланктон является начальным звеном питательной цепи всех других обитателей океана. Мельчайшие представители зоопланктона в основном являются «растительоядными», т.е. питаются фитопланктоном.

Фитопланктон и зоопланктон делятся на две группы в зависимости от состава своего минерального скелета – на кремнистые и карбонатные. У кремнистого планктона состав скелета определяется кремнеземом (SiO_2), у карбонатного – кальцитом (CaCO_3). В дальнейшем, это определяет состав образованных за счет их жизнедеятельности осадков и горных пород.

Кратко рассмотрим основные черты наиболее важных для геологии видов планктона.

Кокколитофориды

Кокколитофориды (наннопланктон) – мельчайшие одноклеточные водоросли, т.е. фитопланктон (рис.8.3). Размер кокколитофорид колеблется в пределах от 2 до 25 микрон.

Кокколитофориды весьма теплолюбивы. Большинство видов обитает в теплых тропических морях. В умеренных и субполярных широтах количество их видов существенно сокращается.

Самые древние представители кокколитофорид имеют раннеюрский возраст, но расцвет их видового состава пришелся на меловой период.

Разнообразие кокколитофорид в ходе эволюции сделало их очень ценным биостратиграфическим инструментом для определения возраста глубоководных осадков.

Кокколитофориды являются самым важным и разнообразным компонентом обычного писчего мела и были особенно широко распространены в меловом периоде.

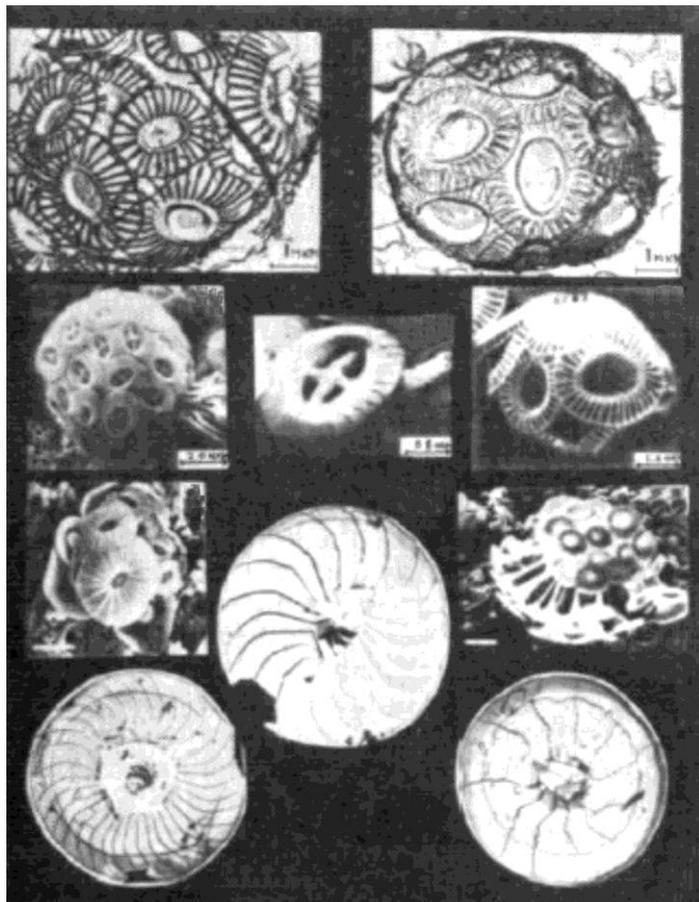


Рис. 8.3. Представители современных кокколитофорид. Вид под электронным микроскопом. (здесь и далее в этом разделе – по Кеннет, 1987).

Птероподы

Птероподы (а также гетероподы) являются планктонными моллюсками – гастроподами, в обиходе их также называют «морские бабочки» (рис.8.4). Они относятся к зоопланктону. Длина их раковин обычно колеблется от 0.3 до 10 мм, но отдельные виды достигают размера порядка 25-30 мм.

Эти представители зоопланктона имеют карбонатный скелет, сложенный арогонитом, рыхлый и легко растворимый. Большинство видов обитают в верхних слоях (первые сотни метров) водной толщи, но существуют и мезопелагические виды, обитающие на глубинах более 500 метров.

Большинство видов птеропод обитает в тропиках и субтропиках. Лишь единичные виды известны в более высоких широтах.

Арогонитовые раковины птеропод легко растворимы и очень редко встречаются в дочетвертичных отложениях, хотя птероподы существуют с эоцена, возможно даже с мезозойской эры. Птероподы и гетероподы представляют основной интерес для биостратиграфии и палеоклиматологии четвертичного периода.

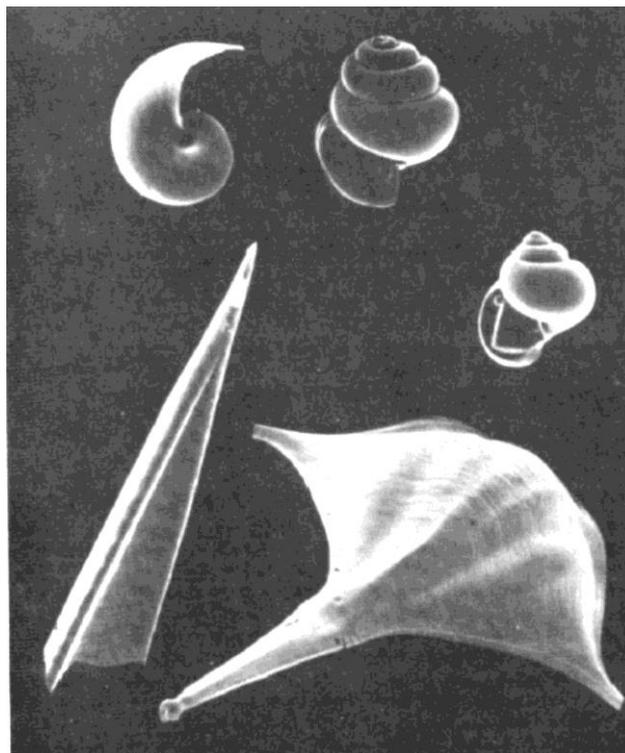


Рис. 8.4. Некоторые современные виды птеропод (планктонные моллюски).

Планктонные фораминиферы

Планктонные фораминиферы относятся к зоопланктону. Они известны с позднеюрского времени.

Размер раковин планктонных фораминифер 0.05 – 0.4 мм, хотя встречаются отдельные виды с размером раковин до 16 мм. Раковины имеют карбонатный состав (кальцитовый).

Фораминиферы могут регулировать плавучесть, т.е. менять глубину погружения. Основные зоны их обитания пелагическая и верхняя часть мезопелагической, причем, несмотря на вертикальную миграцию фораминифер (суточную и сезонную) каждый вид привязан к определенному диапазону глубин в пределах указанных зон.

Планктонные фораминиферы весьма чувствительны к изменениям температуры и солености морской среды. Большинство видов приспособлены к определенной величине этих параметров, т.е. распределение видов планктонных фораминифер име-

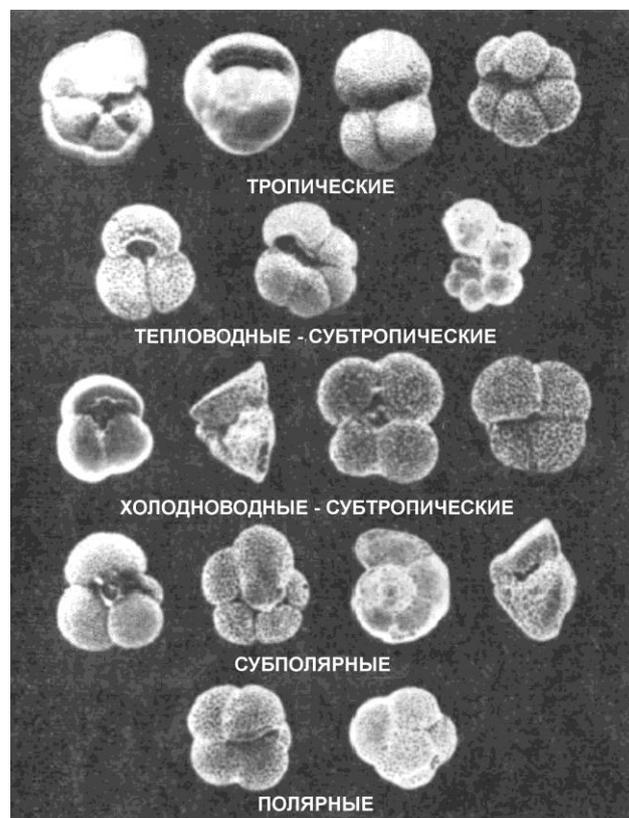


Рис. 8.5. Распространение современных видов планктонных фораминифер.

ет достаточно четкую географическую зональность. Наибольшее их разнообразие отмечается в тропических областях (более 25 видов). Разнообразие убывает с увеличением широты. В Арктике и Антарктике устойчиво встречаются один – два вида (рис.8.5).

Планктонные фораминиферы появились в поздней юре. Начиная с мелового периода, в результате бурного эволюционного развития, они стали важным компонентом океанского планктона. Разнообразие в различные геологические эпохи обусловили их широкое применение для корреляции и датировки осадочных разрезов, а чувствительность планктонных фораминифер к изменению свойств морской среды делают их весьма ценными для решения задач палеоокеанологии и палеоэкологии.

Радиолярии

Радиолярии – разнообразная группа простейшего зоопланктона со сложным скелетом, построенным из кремнезема (опала). По сложности строения скелета радиолярии не имеют себе равных среди пелагического осадкообразующего планктона (рис.8.6). Размер раковин радиолярий колеблется в пределах 0.05 – 0.4 мм.

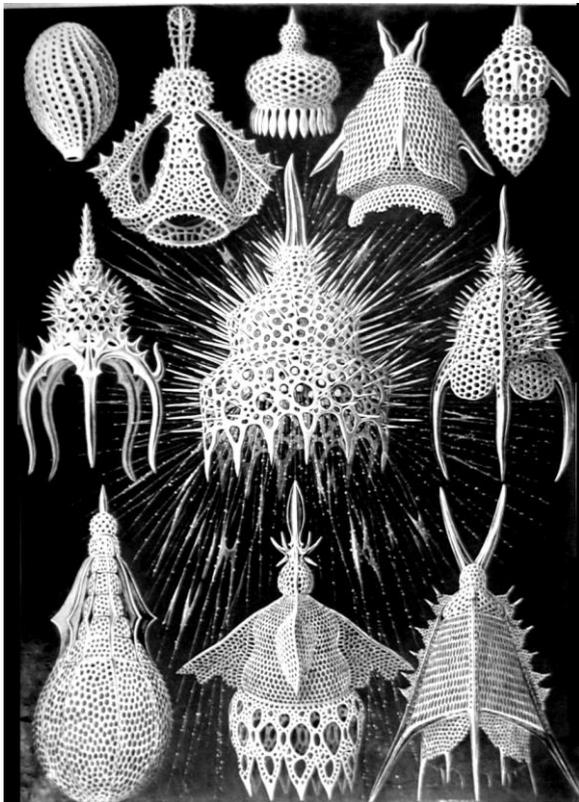


Рис. 8.6. Формы скелетов радиолярий.

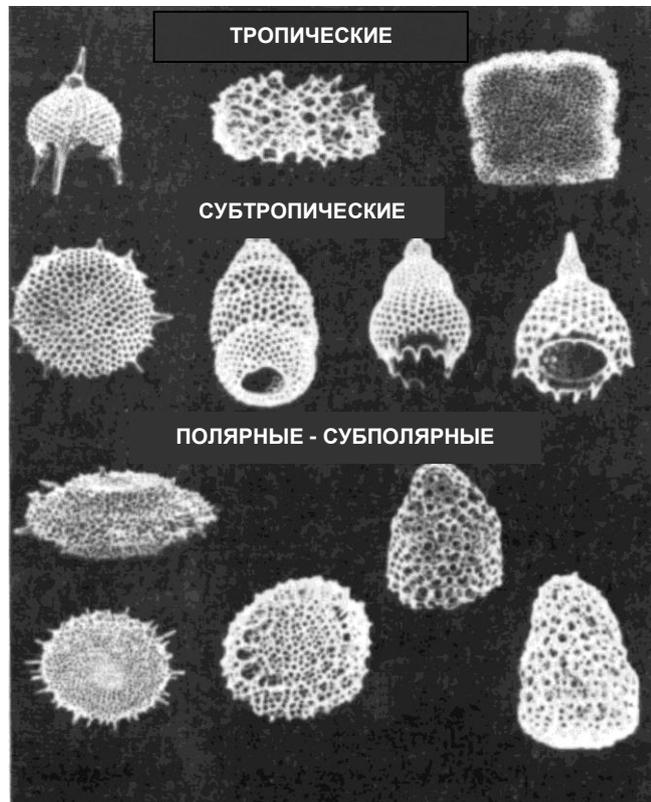


Рис.8.7. Современные радиолярии различных широт.

Радиолярии известны с кембрия. Описано более 7000 видов радиолярий. Это делает их весьма ценными для определения возраста осадочных пород и палеоокеанологических исследований.

Радиолярии обитают, в основном, в поверхностных водах (до 50 - 200 м), но встречаются и глубоководные виды, живущие на глубинах до первых тысяч метров.

Различные виды радиолярий встречаются практически на всех широтах (рис.8.7), но основное место их обитания - удаленные от берегов теплые тропические и экваториальные воды. Как и другие планктонные группы, радиолярии наиболее разнообразны в тропиках и наименее – в полярных широтах.

Известно около 300 современных видов радиолярий и они являются самой разнообразной группой океанских микрофоссилий. Среди радиолярий отсутствуют пресноводные и бентосные виды.

Диатомеи

Диатомеи – единичные или колониальные простейшие водоросли с мелким панцирем (0.01 – 0.1 мм, иногда до 2 мм), или со створками из аморфного кремнезема. Существуют как планктонные, так и бентосные виды диатомей, как морские, так и пресноводные.

Диатомеи ограничены фотической зоной морских и пресных водоемов, но могут встречаться даже в почвах, если там достаточно света.

Большинство видов морских планктонных диатомей обитают в умеренных и холодных водах, тяготея также к зонам апвеллинга. В высоких широтах именно диатомеи вносят основной вклад в пелагическое органическое осадконакопление. В тропических морях их вклад в процесс кремнистого органического осадконакопления незначителен, по сравнению с радиоляриями.

Диатомеи появились в юрское время и в последующие геологические эпохи претерпели различные стадии эволюции, что делает их весьма ценными для стратиграфических и палеоэкологических исследований. Описано около 20 тысяч современных и ископаемых видов диатомей, из них около 10 тысяч современных видов.

Селикофлагелляты

Селикофлагелляты – одноклеточный фитопланктон с кремниевым (опаловым) скелетом. Они имеют цилиндрическую форму и размер от 0.01 до 0.1 мм (рис.8.9).

Селикофлагелляты встречаются в осадках всех частей океана, но они, как правило, не являются их главным компонентом.

Ценность селикофлагеллят для биостратиграфии и палеоэкологии определяется их широким распространением в океанских осадках. Первые представители этого фитопланктона появились в среднем

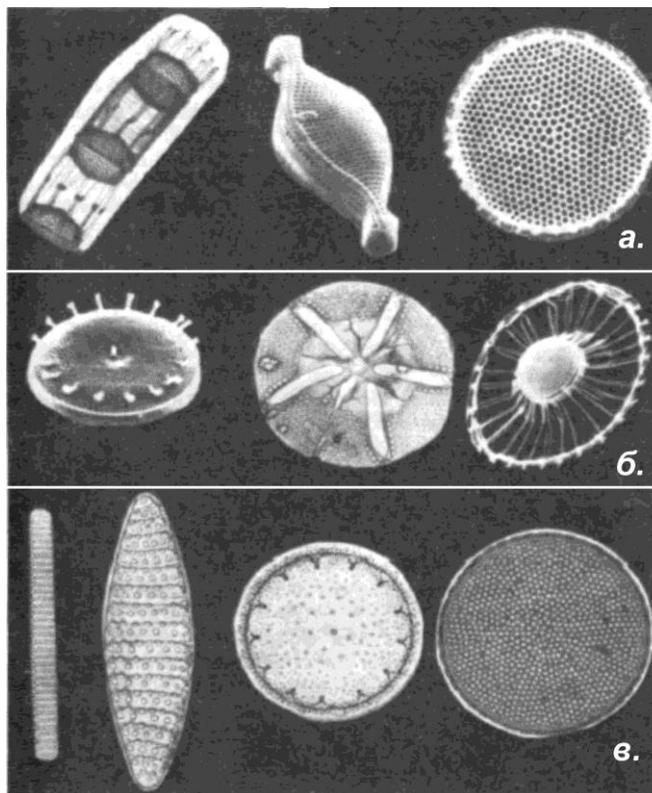


Рис. 8.8. Некоторые виды морских диатомей:

а – колониальные формы (увелич. в 2300-7800 раз); *б* – умеренные и тропические формы (увелич. в 600-2500 раз); *в* – полярные формы (увелич. в 1200-4000 раз).

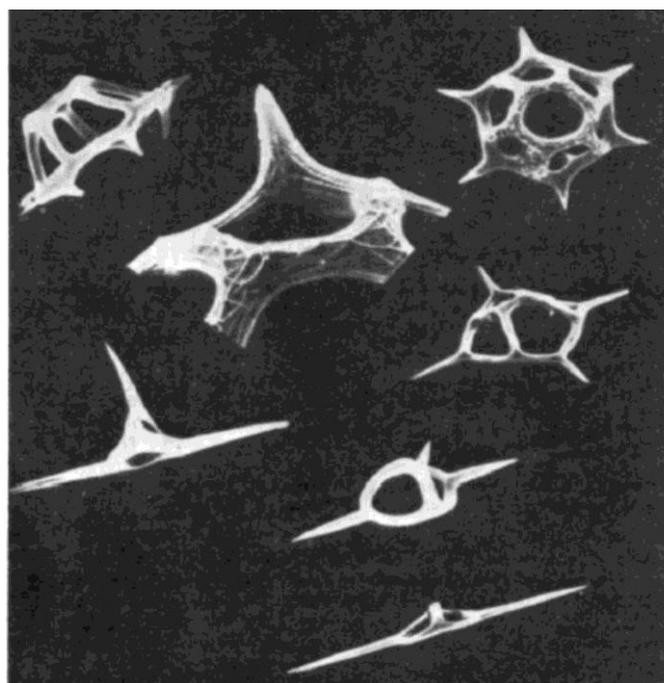


Рис. 8.9. Некоторые представители селикофлагеллят (увелич. в 1500 раз).

мелу. Но наибольшее развитие селикофлагелляты получили в неогене. Большое их количество содержится в кремнистых осадках миоцен-плиоценового возраста.

8.3. Некоторые виды бентосных морских организмов

Бентосные морские организмы (бентос) – это многочисленные обитатели морского дна – растительные (фитобентос) и животные (зообентос) организмы.

Фитобентос представлен, в основном, различными водорослями (зелеными, бурыми, красными), обитающими в прибрежной части неритовой зоны. В наиболее мелководной части неритовой зоны обычно сосредоточены зелёные водоросли, глубже – бурые, а ещё глубже – преимущественно красные. Эта зональность обитания водорослей связана с неравномерным поглощением составляющих спектра солнечных лучей водной толщей.

Вся разновидность зообентоса по способу обитания делится на 3 большие группы: подвижные (свободно передвигающиеся по дну или в непосредственной близости от него), малоподвижные (имеющие возможность перемещаться на незначительные расстояния), прикрепленные (внедрившиеся частично в грунт или прикрепленные к нему). Выделяют также сверлящие бентосные организмы и обитающие в грунте морского дна.

К бентосным организмам, свободно передвигающимся по дну, относятся морские звезды, морские ежи, крабы, некоторые виды рыб и др. Малоподвижный бентос представлен разнообразными видами моллюсков (хитон, гребешок, блюдечко и др.), бентосными фораминиферами и др. К неподвижные формы бентоса относятся различные виды кораллов, губок, мшанок, асцидий, морских лилий, трубчатых червей и др.

Наибольший интерес для геологии, а также палеоокеанологии, палеоклиматологии и палеоэкологии представляют рифостроящие кораллы, бентосные фораминиферы и бентосные остракоды. По этой причине уделим им основное внимание.

Кораллы

Кораллы – морские колониальные кишечнополостные организмы, отличающиеся способностью к образованию мощного – обычно известкового (из карбоната кальция) скелета, который сохраняется после их смерти и способствует формированию рифов, атоллов и островов. Наиболее известны и важны с геологической точки зрения т.н. мадрепоровые (каменистые) кораллы, поскольку именно их рост приводит к образованию коралловых рифов и островов. Встречаются они почти исключительно в тропических и субтропических водах с температурой не ниже 20 °С и на глубине не более 30 м. в прозрачной воде нормальной солёности, богатой растворенными газами и планктоном. На предельной глубине проникновения солнечных лучей (до 180 м) наблюдается крайне незначительное развитие отдельных видов кораллов.

Первые кораллы на Земле появились около 450 миллионов лет назад. Вымершие ныне табуляты вместе с строматопоридными губками создали основу рифовых построек. Позднее (около 360 миллионов лет назад) появились четырёхлучевые кораллы ругозы, площадь рифов достигла сотен квадратных километров. Около 230 миллионов лет назад возникли первые шестилучевые кораллы, живущие в симбиозе с водорослями, а в кайнозойскую эру (около 50 миллионов лет назад) появились мадрепоровые (каменистые) кораллы, существующие и ныне.

Кораллами обычно называют только скелет колонии, оставшийся после гибели множества мелких полипов. Как правило, полипы занимают чашевидные углубления, заметные на его поверхности. Форма этих полипов столбчатая, в большинстве случаев с диском на вершине, от которого отходят венчики щупалец. Полипы неподвижно закреплены на общем для всей колонии скелете и связаны между собой покрывающей его живой мембраной, а иногда и пронизывающими известняк трубками. Скелет наращивается главным образом их основанием (подошвой), поэтому живые особи остаются на поверхности кораллового сооружения, а все оно непрерывно растет.



Рис. 8.10. Некоторые виды мадрепоровых кораллов: а – ветвистый; б – грибообразный; с – мозговой; д – пластинчатый; е – поритовый; ж – черный.

Основные места распространения рифостроящих кораллов - Карибское море (Флорида, Багамские острова, Вест-Индия) и Индо-Тихоокеанская область, особенно зона к северо-востоку от Австралии (Коралловое море). Некоторые виды мадрепоровых (каменистых) кораллов приведены на рис.8.10.

Коралловые рифы — известковые органогенные геологические структуры, образованные колониальными коралловыми полипами (преимущественно мадрепоровыми кораллами) и некоторыми видами водорослей, умеющими извлекать известь из морской воды («биогермы»). Они образуются на мелководье в тропических морях. В начале 1980-х годов общая

площадь коралловых рифов составляла около 600 тысяч км². Основные массивы рифов расположены в морях Юго-Восточной Азии (45 % мировой площади рифов), около 14 % в Атлантике, 17 % в Индийском, 18 % в Тихом океане и 6 % в Красном море. По отношению к береговой линии рифы разделяют на: окаймляющие или береговые рифы, барьерные рифы, атоллы.

Коралловые рифы образуют одну из важнейших экосистем Мирового океана. Для них характерна чрезвычайно высокая продуктивность. Фотосинтетическая продукция экосистемы рифа колеблется в пределах 50 – 300 г сырой биомассы на 1 м² в сутки. В отличие от других высокопродуктивных сообществ океана, у рифовой экосистемы она остаётся неизменной круглый год и снабжает энергией другие сообщества бентоса, зоопланктона и рыб.

Мелководные коралловые рифы, которые иногда называют «морскими тропическими лесами» или «подводными садами», образуют одну из самых разнообразных экосистем на Земле. Занимая менее 0.1% поверхности Мирового океана, они служат домом для, по крайней мере, 25 % всех морских видов, включая рыб, моллюсков, червей, ракообразных, иглокожих, губок и многих других организмов. Наиболее яркий пример такой экосистемы - Большой Барьерный риф к востоку от Австралии (рис.8.11).



Рис. 8.11. Экосистема Большого Барьерного рифа.

Бентосные фораминиферы

Кроме планктонных видов фораминифер, существует большое количество видов фораминифер, обитающих на морском дне, т.е. бентосных видов. Бентосные фораминиферы распространены на всех глубинах океанского дна и встречаются на всех широтах, хотя их наибольшее видовое разнообразие установлено в тропических областях. Большинство из них способно передвигаться по морскому дну, но существуют также постоянно или временно прикрепленные ко дну формы.

Раковины бентосных фораминифер могут быть сложены самым разнообразным материалом (от известковых раковин наннопланктона до зерен кварца). По размеру раковин различают две большие группы: мелкие (от 0.02 до 0.4 мм) и крупные (до 16 мм). Крупные фораминиферы по видовому составу представляют собой совершенно обособленную

группу. Они обитают, обычно, в мелководных тропических морях, и не имеют большой ценности для морской геологии. Мелкие бентосные фораминиферы по видовому составу и условиям обитания гораздо более разнообразны, и по этим параметрам в ряде случаев опережают даже планктонные фораминиферы.

Бентосные фораминиферы различных зон обитания (от неритовой до абиссальной) имеют заметные различия морфологических форм и видового состава (рис.8.12). Кроме того, существуют также различия этих признаков в зависимости от температуры глубинных вод. Все это делает бентосные фораминиферы весьма ценными для палеотектонических и палеоокеанологических построений.

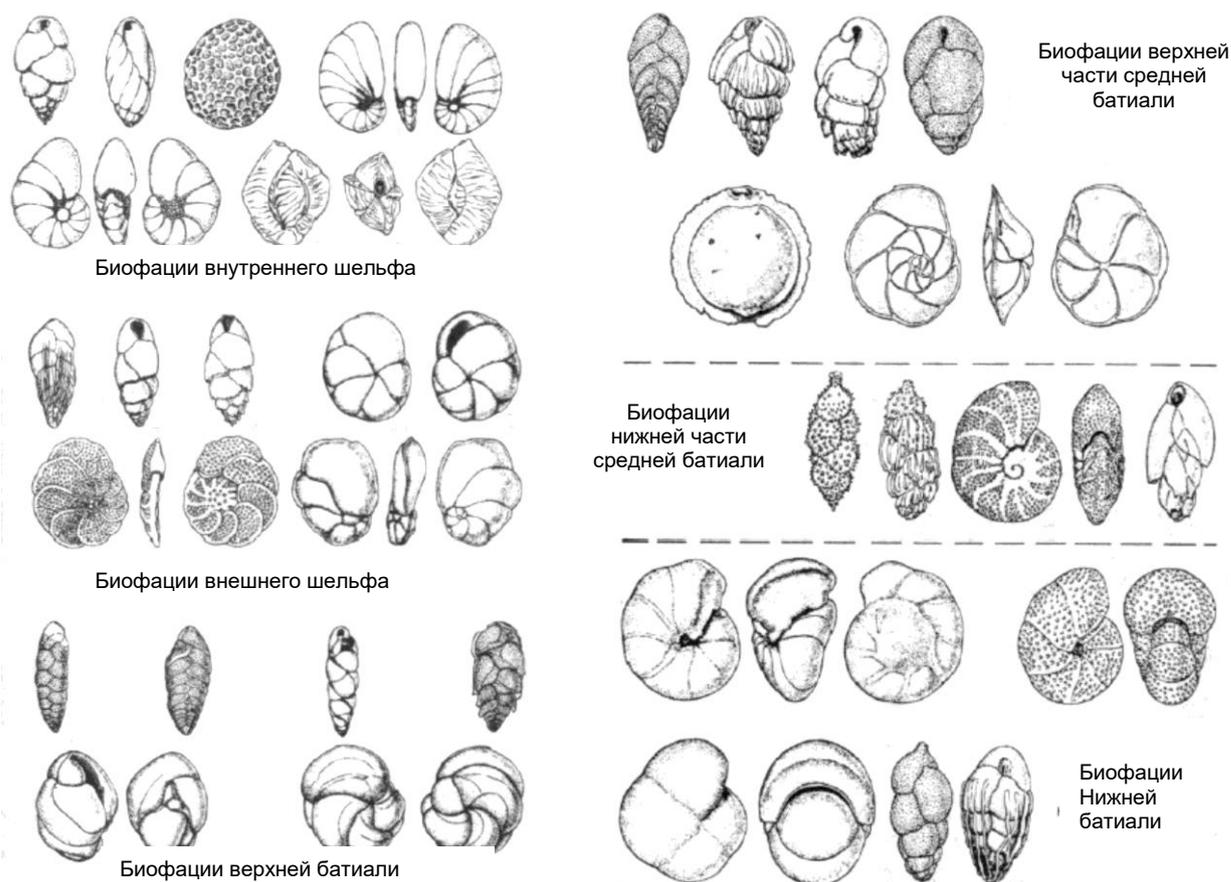


Рис. 8.12. Представители бентосных фораминифер различных зон обитания (увелич. от 43 до 188 раз) (Кеннет, 1987).

Бентосные фораминиферы известны с кембрийского времени, и на протяжении фанерозоя в результате эволюционного развития претерпели существенные изменения. Предшественники форм, которые получили широкое распространение в кайнозое, появились в позднем палеозое. Анализ бентосных фораминифер в кайнозойских осадочных породах дает ценную информацию о фациальной обстановке осадконакопления и возрасте этих пород.

Изотопно-кислородные исследования панцирей глубоководных бентосных фораминифер, содержащихся в разрезах пелагических осадков, дают информацию о соотношении изотопно-легкой и изотопно-тяжелой воды в Мировом океане в различные геологические эпохи, что позволяет выявить периоды крупных оледенений суши и соответствующих глобальных гляциоэвстатических понижений уровня океана. Особенно актуальна эта информация для палеоклиматологии позднего кайнозоя.

Остракоды

Остракоды, относятся к ракообразным. Они имеют двустворчатую раковину, состоящую, обычно, из богатого хитиноидным веществом кальцита, что позволяет раковинам хорошо сохраняться в глубоководных осадках. Их размеры 0.5 – 2 мм. Большинство остракод ведет донный образ жизни и относится к малоподвижному бентосу.

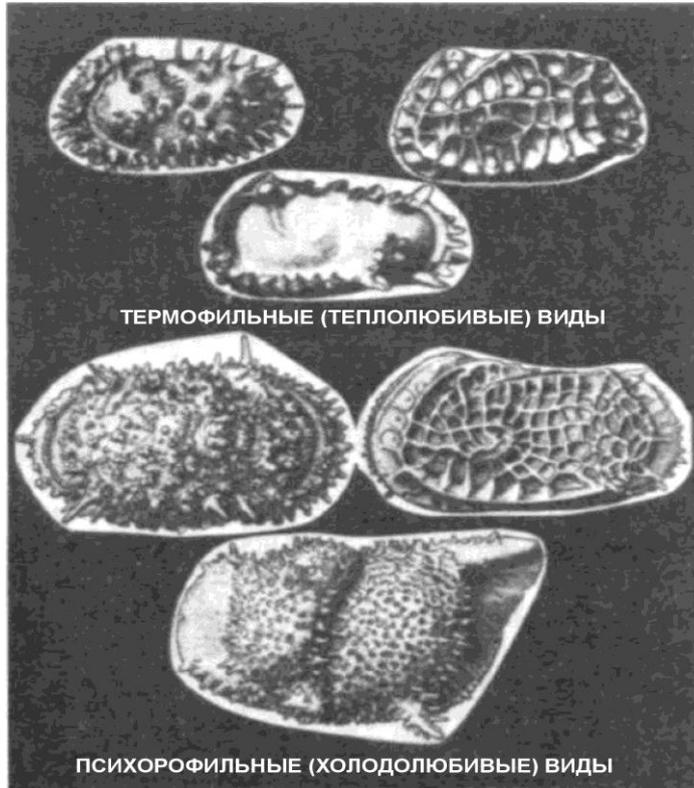


Рис.8.13. Характерные представители глубоководных остракод (увеличение от 80 до 100 раз)
(по Кеннет, 1987).

долюбивых (психорофильных) видов остракод (рис.8.13), которые широко используются в палеоокеанологии.

8.4. Нектонные виды морских организмов (нектон)

Нектон – это совокупность водных, активно плавающих организмов, обитающих в толще воды Мирового океана и способных самостоятельно перемещаться на значительные расстояния. К нектону относится более 20 000 разновидностей рыб, головоногие моллюски (кальмары), морские млекопитающие (киты, дельфины, морские котики, моржи, тюлени), морские черепахи и др.

Несмотря на свои внушительные размеры, разнообразный видовой состав и огромное количество особей, нектонные виды морских организмов практически не оставляют никаких следов своего существования в летописи морских осадков, подобно планктону или бентосу. В осадках морского дна лишь изредка встречаются зубы акул, слуховые косточки китов и некоторые фрагменты других представителей нектона, которые, конечно, представляют научный интерес, но не имеют большого геологического значения.

Существуют также планктонные виды остракод, но они не имеют геологического значения, поскольку их раковины, построенные из органического вещества, не сохраняются в осадках

Остракоды были широко распространены еще в раннем ордовике и имеют большое стратиграфическое значение для палеозоя.

Современные глубоководные остракоды очень чувствительны к температуре и другим параметрам морской среды, но, несмотря на это, имеют практически повсеместное распространение в Мировом океане, т.е. являются космополитами.

Важное значение имеют различия теплолюбивых (термофильных) и холо-

Глава 9. ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ

Наиболее важным процессом в пределах Мирового океана является аккумуляция донных осадков. Этот сложный процесс называют *седиментацией* или *седиментогенезом*. Изучение современных осадков, закономерностей их распространения в различных зонах Мирового океана позволяет восстанавливать палеогеографическую обстановку геологического прошлого.

Современный суммарный баланс осадочного материала в Мировом океане составляет около 29 – 30 млрд. т/год. Ниже приведены основные составляющие этого баланса.

Таблица 9.1.

Баланс осадочного материала в Мировом океане

<i>Источник</i>	<i>10⁹ т/год</i>
Твёрдый сток рек	18.53
Сток растворенных веществ	3.2
Ледниковый сток	1.5
Эоловый разнос	1.6
Абразия берегов	0.5
Вулканизм	1.8-2.0
Биогенный материал	1.7-1.8
Космогенный материал	0.01-0.08

По данным А. П. Лисицына (1974), наибольшая поставка осадочного материала осуществляется речным стоком. При этом около 7 млрд. т/год поставляется реками преимущественно тропических областей: Амазонка, Конго, Ганг, Брахмапутра, Хуанхэ, Янцзы, Миссисипи и др. Приблизительно в равных количествах поступает в океаны и моря ледниковый и эоловый материал.

Большое значение в осадкообразовании имеет поступление вулканогенного пирокластического материала, особенно пеплового, разносимого на обширные пространства. Расположение действующих вулканов тесно связано с тектонически-активными зонами земной коры. Наибольшее количество их сосредоточено в обрамлении океанов и в срединно-океанских хребтах. Для многих вулканов островных дуг характерны высокая эксплозивность и выброс пирокластического материала до десятков километров в высоту, что сопровождается тропосферным и стратосферным переносом вулканического пепла. Количественная оценка поступления вулканогенного осадочного материала затруднена и разными авторами указываются величины 1.8 – 2 млрд. т/год.

Важную роль в осадконакоплении играют биогенные процессы, развитие различных организмов, которые строят свои панцири и скелетные части из растворенных солей, поступающих с суши, главным образом из CaCO_3 и SiO_2 . Биогенный вклад в баланс осадочного материала в океанах в первом приближении оценивается в 1.7 – 1.8 млрд. т/год.

В Мировой океан поступает и космогенный материал, величина которого ориентировочно оценивается в 0.01 – 0.08 млрд. т/год.

Вещественный состав донных осадков и закономерности их распределения в различных зонах океана связаны с глубиной океанов и рельефом дна, с гидродинамической обстановкой (волнения, приливы и отливы, поверхностные и глубинные течения), с характером поставляемого осадочного материала, с биологической продуктивностью и с эксплозивной деятельностью вулканов.

По генезису выделяются следующие основные группы осадков:

- 1) терригенные (от лат. «терра» – земля);
- 2) органогенные (биогенные);
- 3) хемогенные;
- 4) полигенные (красная глубоководная глина);
- 5) вулканогенные.

Закономерности распределения указанных групп донных осадков и их соотношения в различных зонах океанов и морей определяются: климатической зональностью; вертикальной зональностью, связанной с изменением глубин; циркумконтинентальной зональностью – степенью удаленности от континента или крупных островов.

Распределения современных донных осадков Мирового океана приведена на рис.9.1.

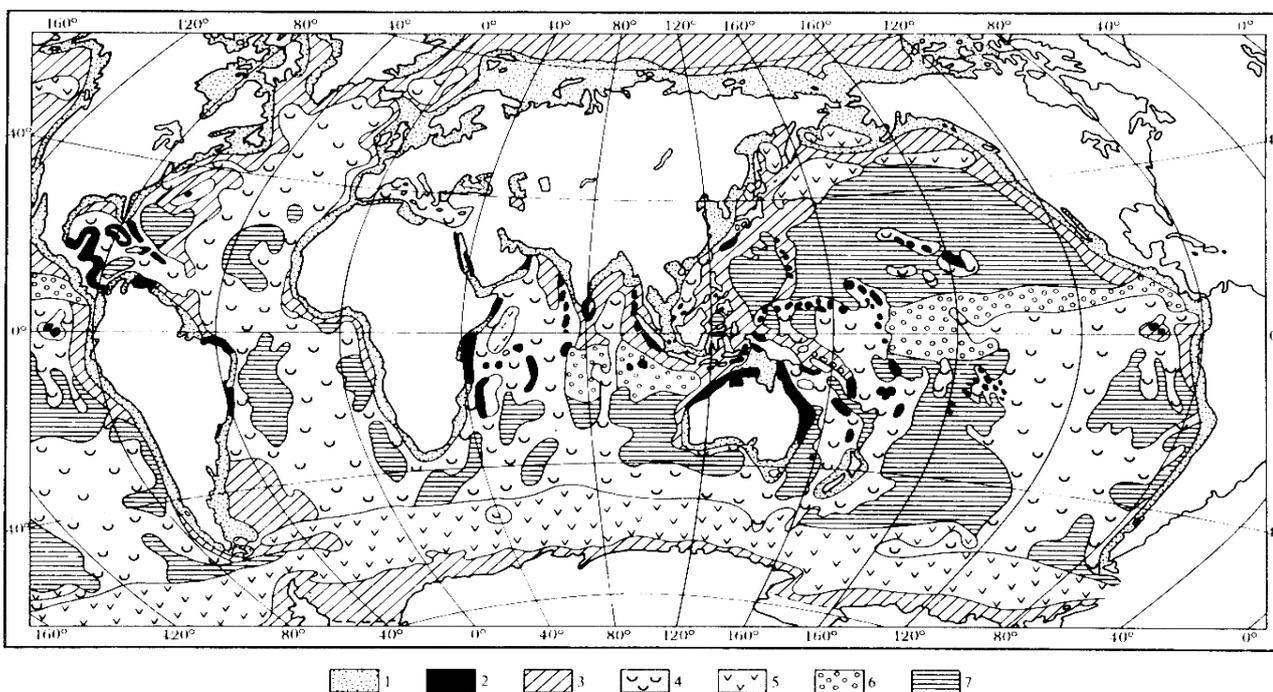


Рис.9.1. Донные отложения Мирового океана (Леонтьев, 1987):

- 1 - прибрежные и шельфовые преимущественно терригенные; 2 - коралловые отложения;
- 3 - гемипелагические, преимущественно терригенные (в вулканических районах – вулканогенные), а также айсберговые отложения; 4 - фораминиферовые и другие карбонатные пелагические отложения;
- 5 - диатомовые отложения; 6 - радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые отложения; 7 - полигенные отложения (красная глина).

Ниже будут более подробно рассмотрены основные типы осадков, их генезис, закономерности их пространственного размещения и преобразования в осадочные породы.

9.1. Терригенные осадки

Терригенные осадки образуются из обломочного материала, получаемого в результате физического выветривания горных пород на континентах и приносимого в различные участки Мирового океана речными потоками, льдами и ветром. Наибольшая часть терригенных осадков, приносимых с суши, откладывается в пределах подводной окраины материков – в области шельфа, континентального склона и его подножья.

Классификация терригенных осадков

Закономерности образования различных видов терригенных отложений во многом определяются размером обломков. По крупности обломков терригенные осадки подразделяются на четыре класса: грубообломочные (псефиты), среднеобломочные (псаммиты, или пески), мелкообломочные (алевриты) и глинистые (пелиты). Среди грубообломочного материала различают также окатанные и неокатанные обломки. Ниже приведена существующая в настоящее время классификация терригенных осадков по этим параметрам (табл.9.2).

Таблица 9.2.

Классификация терригенных осадков

Класс	Название осадков		Размер обломков (мм)	Название породы	
	Неокатанные обломки	Окатанные обломки		Неокатанные обломки	Окатанные обломки
Грубообломочные (псефиты) > 2 мм	Глыбы	Валуны	> 200	Брекчии	Конгломераты
	Щебень	Галька	10-200		
	Дресва	Гравий	2-10	Дресвяники	Гравелиты
Среднеобломочные (псаммиты, пески) 0.05-2 мм	Грубозернистые		1-2	Грубозернистые песчаники	
	Крупнозернистые		0.5-1	Крупнозернистые песчаники	
	Среднезернистые		0.15-0.5	Среднезернистые песчаники	
	Мелкозернистые		0.05-0.15	Мелкозернистые песчаники	
Мелкообломочные (алевриты)	Алевриты		0.005-0.05	Алевролиты	
Глинистые (пелиты)	Глины		< 0.005	Аргиллиты, глинистые сланцы	
	Глинистые минералы		< 0.02		

При поступлении осадочного терригенного материала в Мировой океан происходит его механическая дифференциация, обусловленная различным сопротивлением воды к обломкам разного размера: чем мельче обломки, тем медленнее они тонут под действием собственного веса и тем дальше могут уноситься водными потоками.

Скорость погружения U обломка изометричной формы с поперечным размером d и избыточной плотностью $\Delta\rho$ в водной среде с вязкостью μ теоретически описывается законом Стокса:

$$U = \frac{g \cdot \Delta\rho \cdot d^2}{18\mu}$$

где g – ускорение силы тяжести.

Из этого выражения следует, что скорость погружения терригенного материала в воде определяется квадратичной зависимостью от размера обломков.

Зависимость скорости погружения терригенного материала в водных бассейнах от его размерности является главным фактором его латеральной дифференциации на дне морских бассейнов. Рассмотрим это на простом примере.

На рис.9.2 представлены теоретический (по закону Стокса) и экспериментальный графики зависимости скорости погружения сферических кварцевых зерен от их размера. Из графика

ков видно, что зерна кварца алевритовой размерности, диаметром 0.01 мм, погружаются со скоростью 0.1 мм/с. При глубине бассейна 5000 м они достигнут дна через $5 \cdot 10^7$ с, что составляет более полутора лет. Для погружения на такие же глубины зернам кварцевого песка, диаметром 1 мм, по теоретической зависимости потребуется менее полутора часов, но, с учетом возникающей при таком размере зерен турбулентности, это время по экспериментальному графику составит порядка 8 – 10 часов.

При небольшой глубине бассейна, порядка 50 м, зерна кварца песчаной размерности окажутся на дне через 5–6 минут, в то время, как зернам алевритовой размерности на это потребуется более 5 суток. В условиях течения со скоростью порядка 0.2 м/с зерна песчаной размерности до их осаждения на дно такого бассейна могут преодолеть дистанцию не более 100 метров, в то время, как для зерен алевритовой размерности эта дистанция измеряется сотнями километров.

Из приведенного примера можно сделать два вывода:

1. Псаммиты (пески), а тем более псефиты, не могут транспортироваться водными потоками во взвешенном состоянии на значительные расстояния и отлагаются на дне бассейна в прибрежной мелководной зоне.

2. Терригенный материал алевритовой и пелитовой размерности может находиться во взвешенном состоянии длительное время и разноситься течениями на большие расстояния от берега.

Транспортировка терригенного материала на большие глубины

Выносимый реками терригенный материал поступает в глубоководные районы океана различными путями. Материал псаммитовой и псефитовой размерности оседает на дно в мелководной прибрежной зоне шельфа. Затем, благодаря энергии волн и вдольбереговым течениям, он постепенно перемещается вдоль берега, часто формируя различные аккумулятивные тела (см. гл. 6). Но его распространение, как правило, не выходит за пределы зоны современной шельфовой седиментации (до глубин порядка 20 – 30 метров), за исключением случая, когда траектория перемещения терригенного материала пересекает верховья каньона. В этом случае терригенный материал псаммитовой, а иногда и псефитовой размерности заполняет верховья каньона и при достижении некоторой «критической» массы может быть вынесен *мутьевым потоком* по руслу каньона за десятки и сотни километров от береговой линии. В результате, даже относительно грубый терригенный материал псаммитовой размерности попадает в глубоководные районы океана и отлагается у подножия континентального склона, а иногда и в осевых зонах глубоководных жело-

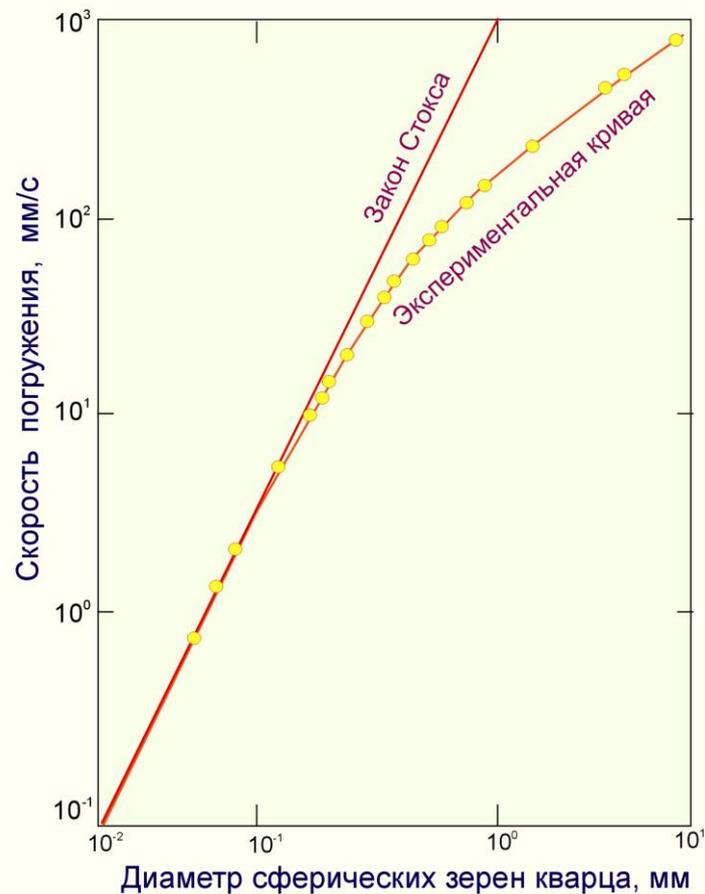


Рис.9.2. Теоретическая (по закону Стокса) и экспериментальная зависимости скорости погружения сферических кварцевых зерен от их размера в воде при температуре 20 °С (Ходаков, 1981).

бов активных окраин или на абиссальных равнинах, прилегающих к пассивным окраинам континентов.

Терригенный материал алевритовой и пелитовой размерности за счет поверхностных течений может выноситься на значительные расстояния от берега, осаждаясь в пределах шельфа, континентального склона и его подножия. При этом по мере удаления от источника сноса происходит его гранулометрическая дифференциация.

При обильном поступлении осадков на континентальный склон и достижении некоторой предельной массы неконсолидированные осадочные толщи начинают терять устойчивость и перемещаться вниз по склону в виде оползней, формируя своеобразный бугристый рельеф. Это происходит даже на сравнительно пологих склонах, с углом наклона в первые градусы. На более крутых склонах развитие оползней приводит к обвалам, которые могут привести к возникновению различных гравитационных потоков обломочного материала. Наиболее активно обвальнo-оползневые процессы развиваются на участках континентального склона, прилегающих к устьям крупных рек, выносящих большое количество обломочного материала (Амазонка, Миссисипи и др.). Неконсолидированные водонасыщенные осадки, обильно поставляемые крупными реками, уже при мощности слоя порядка одного метра теряют устойчивость и формируют оползневые тела, способные перерастать в обвалы.

Основная роль в перемещении терригенных осадков на большие глубины принадлежит гравитационным потокам. Гравитационные потоки обломочного материала подразделяются на два основных типа. Первый тип – это плотные гравитационные потоки с высокой концентрацией твердой фазы. Их плотность лишь немного уступает плотности осадков, а движение вниз по склону во многом напоминает движение перемешанных оползневых масс. Второй тип – это упоминавшиеся выше мутьевые (турбидитовые) потоки с низкой концентрацией твердой фазы, в которых, за счет турбулентности, поддерживается взвешенное состояние твердых частиц. Эти потоки отличаются весьма высокими скоростями движения. Именно за счет деятельности мутьевых потоков формируется основная часть мощных терригенных толщ у подножия континентального склона.

Значительная часть терригенного материала поступает на дно океана в результате ледового разноса. Ледники Антарктиды при своем движении производят интенсивную экзарацию и захват в придонной части различного обломочного материала, который выносится шельфовыми льдами и айсбергами на далекое расстояние от континента. При постепенном перемещении и таянии айсбергов обломочный материал, заключенный в них, выпадает на дно. Характерной особенностью этих осадков является широкое распространение в них валунно-щебнистого материала и дресвы, местами песчано-алевритового и даже алевритопелитового материала. Айсберговые (ледовые) осадки окаймляют берега Антарктиды почти сплошным поясом шириной от 300 до 1200 км при средней ширине 500 - 700 км. Они развиты не только в пределах шельфа и континентального склона, но и в прилегающих частях ложа океана, где грубообломочный моренный материал накладывается по пути движения айсбергов на более тонкие слабокремнистые осадки, а затем на 60 - 65° ю.ш. сменяется кремнистыми диатомовыми илами. Современные айсберговые осадки развиты также вблизи Гренландии.

Осадки северной ледовой зоны существенно отличаются от антарктических. Грубообломочный материал, свойственный ледовому разносу на севере, характеризуется сортированностью, наличием хорошо окатанных, отполированных галек, подобно галечникам морских пляжей. По-видимому, основной грубообломочный гравийно-галечный материал ледники захватывали с морских пляжей, галечных берегов и отмелей.

Турбидиты

По мере заполнения верховий каньона осадками их масса достигает некоторой «критической» величины и дальнейшее накопление приводит к потере их устойчивости. Спусковым крючком к потере устойчивости осадков могут служить и другие факторы, например, сейсмические воздействия, приводящие к разжижению осадков, мощные тайфуны, штормовые нагоны и т.п. Накопившиеся осадки начинают свое движение вниз по руслу каньона сначала в виде оползня, затем в виде плотного гравитационного потока, и лишь по мере увеличения скорости потока и развития в нем турбулентности возникает мутьевой (турбидитовый) поток. Его структура и динамика, исследованные на основе лабораторных экспериментов, проиллюстрированы на рис.9.3.

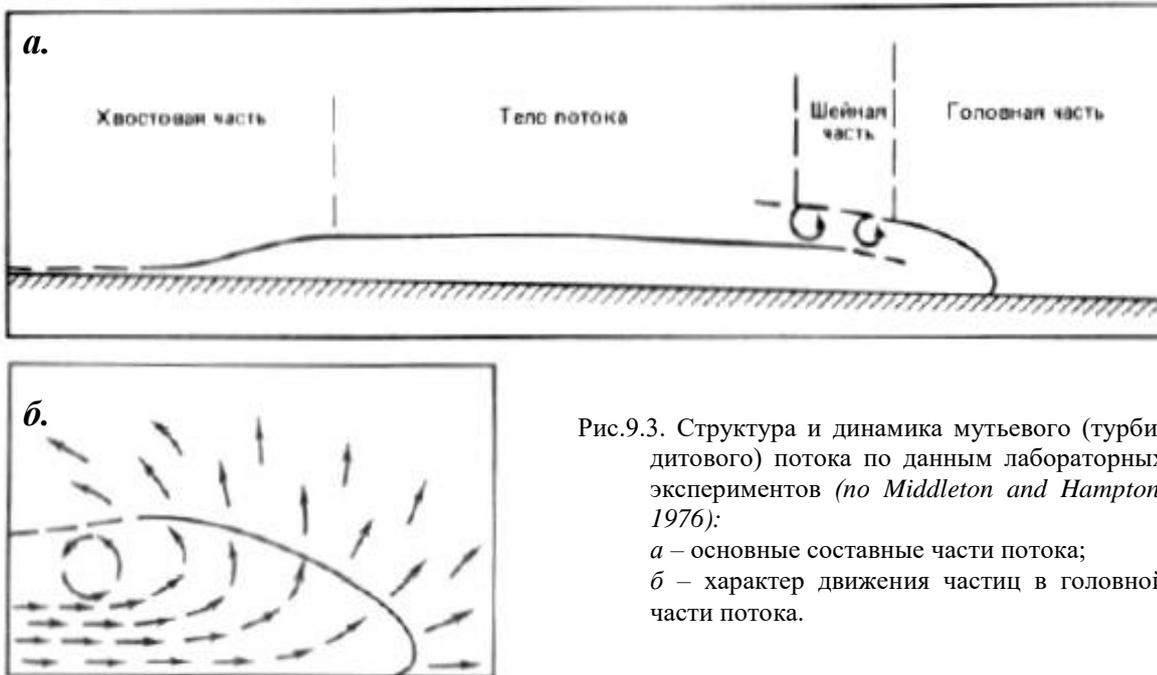


Рис.9.3. Структура и динамика мутьевого (турбидитового) потока по данным лабораторных экспериментов (по Middleton and Hampton, 1976):

a – основные составные части потока;
б – характер движения частиц в головной части потока.

Движение потока поддерживается избыточным давлением в его головной части, которое развивается при непрерывном поступлении взвешенного материала из его основного тела и хвостовой части. Избыток взвешенного материала в головной части приводит к возникновению восходящих движений этого материала с последующим включением его в основное тело потока или его хвостовую часть. Двигаясь по руслу каньона, мутьевой поток может развивать колоссальную скорость (до 90 – 100 км/час).

Переносимый мутьевым потоком обломочный материал активно эродирует дно и борта каньона, разрушая осадочные комплексы и коренные породы, при этом эродированные обломки, а также залегающие на дне и бортах каньона осадки, включаются в состав потока. Таким образом, активные каньоны прогрессируют в своем развитии, создавая разветвленную эрозионную систему, расчленяющую шельф и континентальный склон (см. рис. 7.5. и 7.6 в гл.7).

При выходе за пределы континентального склона русло каньона выполаживается и скорость мутьевого потока постепенно снижается. Соответственно, снижается и его несущая способность. На смену эрозионному воздействию мутьевого потока приходят размыв и переотложение осадков в верхней части глубоководного конуса выноса (верхний фен) и осаждение основной части твердого материала самого потока в пределах средней части конуса выноса (средний фен). При этом формируются выпуклые аккумулятивные лопасти из осадков (супрафены), пронизанные системой каналов, как правило, с асимметричными бортами, называемых также долинами конуса выноса (рис.9.4).

В процессе роста аккумулятивной лопасти (супрафена) положение долин конуса выноса на его поверхности не остается постоянным. Они постоянно мигрируют. При достижении супрафеном некоторой предельной высоты мутьевые потоки вырабатывают новую, энергетически более выгодную систему долин. При этом начинается формирование нового супрафена, а старый отмирает.

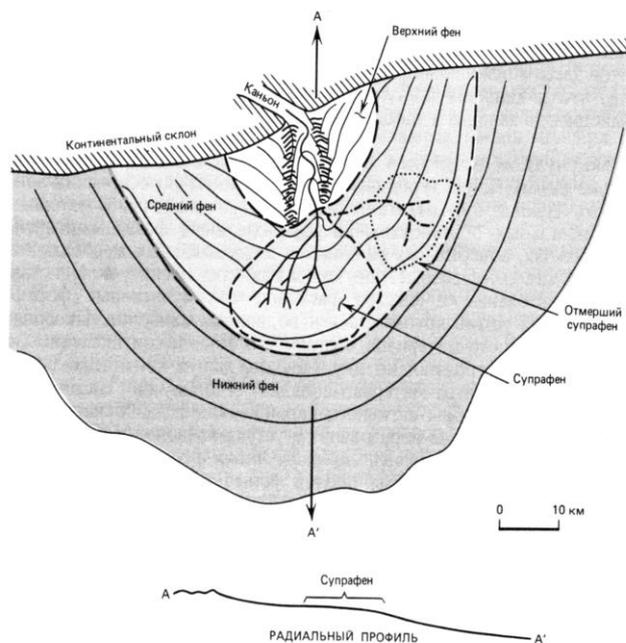


Рис. 9.4. Схематическая модель глубоководного конуса выноса, показывающая активные и отмершие аккумулятивные лопасти (супрафены) (по Normark, 1970).

В нижней части конуса выноса (в пределах нижнего фена) долины, как правило, отсутствуют. В этой зоне медленно осаждаются наиболее тонкозернистые, в основном алевритовые и алевропелитовые составляющие мутьевого потока, достигающие этой зоны в виде широкого шлейфа взвешенных частиц.

При осадке взвешенного материала на дно морского бассейна, в соответствии с законом Стокса, формирует слой с последовательным уменьшением размера зерен от подошвы слоя к его кровле. Множество таких слоев, обусловленное многократным прохождением мутьевых потоков, образует толщу осадков, называемых *турбидитами*, а отдельный слой такой толщи, сформированный при прохождении одного мутьевого потока, определяется термином *цикл Боума*.

На рис.9.5 представлена фотография фрагмента керна скважины, полученного в юго-восточной части Тихого океана, на которой отчетливо различимы отдельные слои турбидитовой толщи, соответствующие циклам Боума.

Мощности отдельных слоев турбидитовых отложений могут меняться в широких пределах, от первых метров до долей миллиметра, в зависимости от удаленности бассейна осадконакопления от источника сноса терригенного материала. При этом может существенно меняться и гранулометрический состав слоев. Но закономерное уменьшение размера зерен от подошвы к кровле в каждом слое турбидитовой толщи сохраняется, независимо от его мощности и гранулометрического состава.

Полный цикл Боума предполагает постепенное изменение размера зерен в слое турбидитов от грубых песков до глин. Но такие слои в толщах турбидитов присутствуют далеко не всегда. Слои с полными циклами Боума отлагаются, как правило, в пределах средней части конуса выноса (в супрафенах). Последующие мутьевые потоки часто нарушают структуру таких слоев, лишая их, как правило, верхней, наиболее тонкозернистой части.

В нижней части конуса выноса (нижний фен) перемыв осадков мутьевыми потоками, как правило, отсутствует. Но грубая псаммитовая составляющая мутьевых потоков обычно не достигает этой, удаленной части конуса выноса, и в циклах Боума отлагающихся здесь турбидитов эта составляющая отсутствует. Такие отложения называют *дистальными турбидитами*.

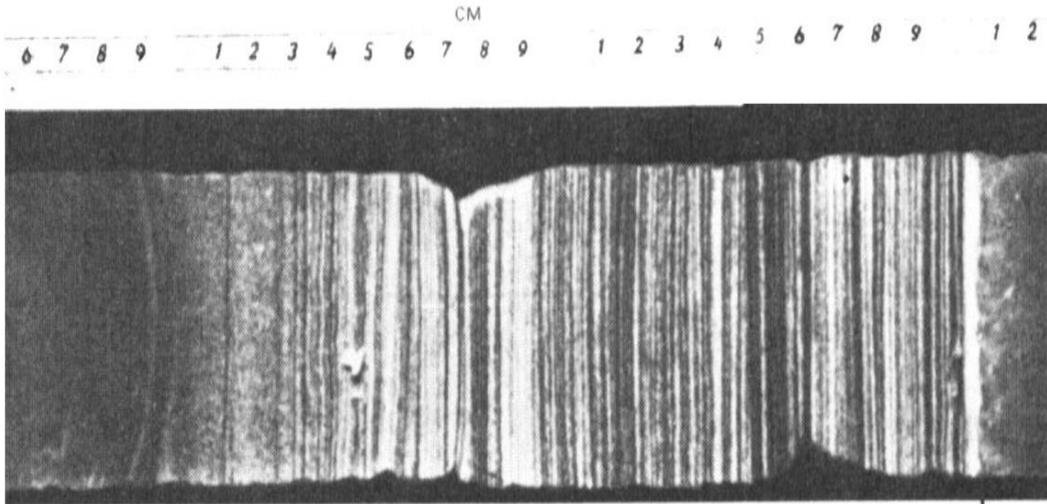


Рис.9.5. Циклы Боума в керне скважины глубоководного бурения (Tucholke et al., 1976).

Дистальные турбидиты отлагаются из протяженных шлейфов взвешенного терригенного материала алевропелитовой размерности, образованных в результате прохождения мутьевых потоков. Ввиду чрезвычайно медленного осаждения такого материала, он способен разноситься придонными течениями на огромные расстояния, отлагаясь не только в нижней и средней частях конуса выноса, но и за их пределами, в том числе – в осевых зонах глубоководных желобов, где такие слои обычно называют *турбидитовым клином*.

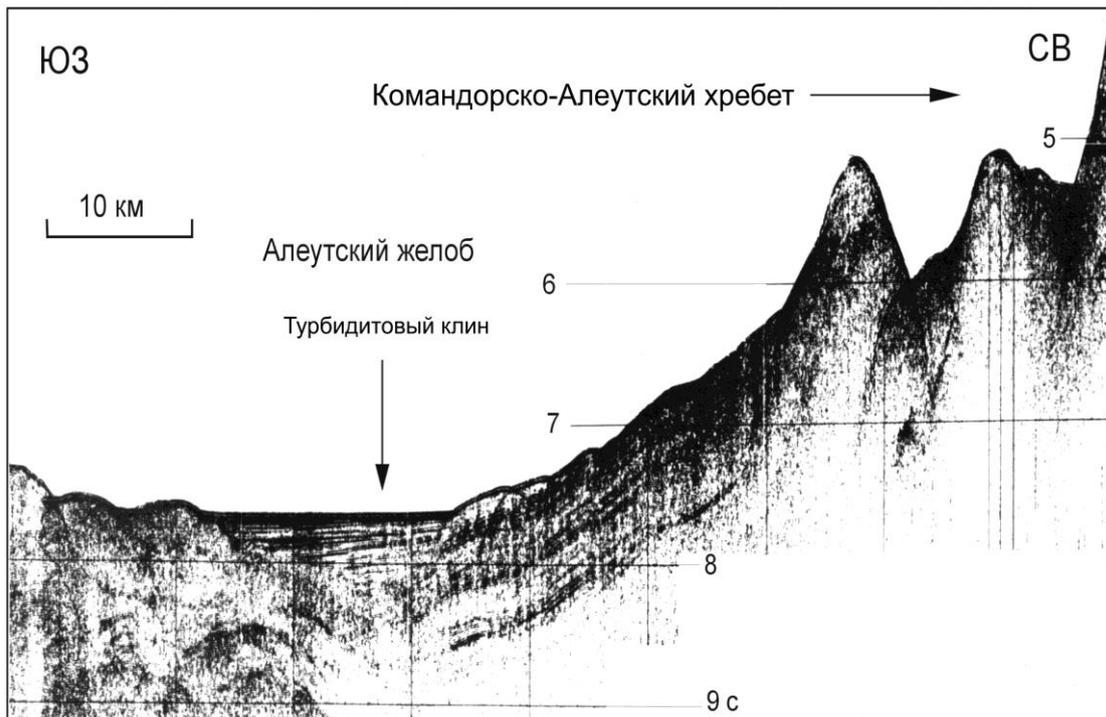


Рис.9.6. Сейсмический разрез вкост Алеутского желоба, иллюстрирующий заполнение осевой части желоба отложениями турбидитов (Селиверстов, 1998).

Наличие турбидитовых клиньев в осевых частях глубоководных желобов – весьма распространенное явление. Обычно они формируются на участках желобов, прилегающих к конусам выноса крупных каньонов. В качестве примера, на рис.9.6 проиллюстрировано турбидитовое заполнение западной части Алеутского желоба, прилегающей к глубоководному конусу выноса Камчатского каньона.

Турбидитовые отложения в осевых зонах глубоководных желобов – это молодые, плейстоценовые образования, сформированные в периоды крупных оледенений суши и низких уровней Мирового океана четвертичного периода, что подтверждено результатами бурения этих отложений.

Структура породы, сформированной из отложений турбидитов, называется *флишевой*, а сами породы – породами *флишевой формации*, или просто *флишем*.

Глубинные течения

На абиссальных равнинах Мирового океана процессы эрозии, переноса и аккумуляции

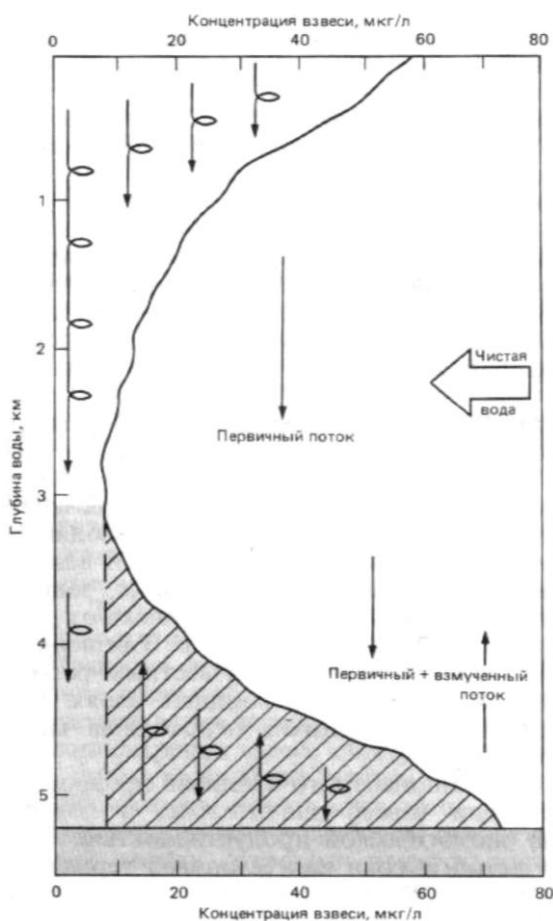


Рис.9.7. Типичный вертикальный профиль концентрации взвеси в районах с мощным нефелойдным слоем (*Biscaye and Eitrein, 1977*).

осадков, в том числе терригенных, контролируются глубинными течениями. Глубинные течения зарождаются в высоких широтах, где холодные плотные поверхностные воды опускаются на большие глубины и распространяются в направлении низких широт в придонных горизонтах океаносферы. Самыми важными источниками придонных океанских вод являются Антарктика и полярные районы Северной Атлантики (Северный Ледовитый океан, Норвежское и Гренландское моря). Придонные воды перемещаются по наиболее глубоководным участкам абиссальных равнин, огибая всевозможные препятствия в виде подводных хребтов, поднятий и континентальных подножий. Т.е. пути перемещения водных масс глубинными течениями определяются рельефом дна, его контурами. По этой причине глубинные течения называют также *контурными течениями*, а образованные при их участии крупные аккумулятивные тела – отложениями контурных течений, или *контуритами*.

Глубинные течения, также как и поверхностные, подвержены действию силы Кориолиса, и отклоняются вправо в Северном полушарии и влево в Южном, т.е. в обоих полушариях при движении глубинных вод от полярных широт с сторону экватора они отклоняются к западным границам океанских котловин. По этой причине их называют *западными пограничными течениями*.

Мельчайшие терригенные частицы пелитовой размерности, уносимые поверхностными течениями от континентальных побережий, постепенно погружаются. По мере погружения их количество убывает за счет растворения и усвоения морскими организмами. Если в поверхностном слое содержание взвешенных частиц обычно составляет около 50 – 100 мкг/л, то на глубинах более 2.5 км это содержание, как правило, уменьшается на порядок. Инструментальные измерения концентрации взвеси, полученные по вертикальным профилям, показали, что во многих районах Мирового океана в глубинных слоях водной толщи с приближением к дну океана концентрация взвешенных частиц вновь начинает

расти, приближаясь к значениям концентраций в поверхностных водах и даже превышая их (рис.9.7). Таким образом, в придонных водах Мирового океана были обнаружены слои с повышенной концентрацией взвешенного материала, названные *нефелоидными слоями*. Мощность нефелоидных слоев может достигать нескольких сотен метров.

Районы с наиболее мощными нефелоидными слоями совпадают с районами проявления западных пограничных течений. Так, в Атлантическом океане они прилегают к континентальным подножиям Северной и Южной Америк. Этот факт указывает на тесную связь глубинных течений с образованием нефелоидных слоев.

Высокие концентрации взвеси в нефелоидных слоях свидетельствуют о том, что они образуются не столько за счет поступающего сверху материала, сколько за счет «взмучивания» уже отложившихся осадков глубинными течениями, т.е. движение глубинных вод сопровождается эрозией дна, переносом и переотложением осадков. Глубинные течения эродируют и переносят осадки различного генезиса. На удаленных от континентов участках абиссальных равнин они взмучивают органогенные илы. Западные пограничные течения, омывающие подножия континентальных склонов, вовлекают в перенос и переотложение терригенный материал периферийных участков глубоководных конусов выноса, а также «перехватывают» шлейфы тонкого терригенного материала, образованные сходом мутьевых потоков.

Скорости глубинных течений невелики, обычно до нескольких сантиметров в секунду. Но и этих скоростей уже достаточно для того, чтобы поднимать с океанского дна осадки пелитовой и даже алевритовой размерности и переносить их на значительные расстояния. В узких проходах, обусловленных рельефом дна, скорость глубинных течений может увеличиваться до десятков сантиметров в секунду, и они уже способны производить эрозию и перенос не только пелитов и алевритов, но и мелкого песчаного материала.

Деятельность глубинных течений проявляется на морском дне разнообразными эрозионными формами и аккумулятивными образованиями. Эрозионные формы концентрируются

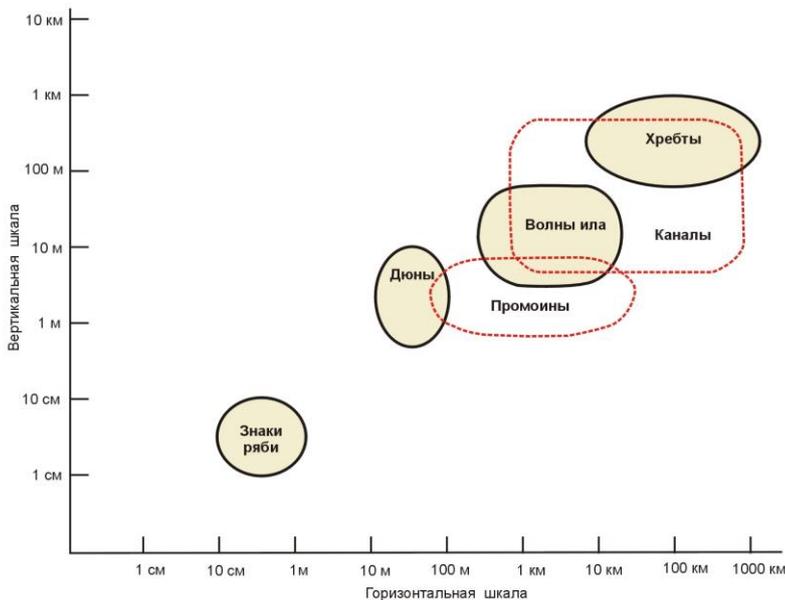


Рис.9.8. Размеры эрозионных и аккумулятивных форм рельефа, создаваемых глубинными течениями (по Кеннет, 1987).

вдоль оси глубинных течений, в то время как аккумулятивные образования тяготеют к их периферии. Размеры их колеблются в широких пределах (рис.9.8).

Эрозионные формы прослеживаются в виде вытянутых по течению промоин, протяженностью до нескольких десятков километров, рвов и маргинальных каналов, окаймляющих возвышенные участки рельефа, в том числе кольцевых или серповидных каналов, окаймляющих подводные горы, а также проявляются в перерывах осадконакопления (стратиграфических несогласиях) длительностью до десятков миллионов лет.

Аккумулятивные образования, как отмечалось выше, тяготеют к периферийным частям глубинных течений, где их скорость, соответственно, и несущая способность существенно

снижаются. Аккумулятивные образования, создаваемые глубинными течениями, характеризуются весьма широким спектром размеров и форм.

Самые мелкие из них - *знаки ряби*, размером от нескольких сантиметров до метра, представляют собой динамичные аккумулятивные хребтики, формирующиеся и мигрирующие в процессе переноса и переотложения осадков. Знаки ряби, как правило, имеют серповидную форму и ассиметричный профиль с более крутым склоном по направлению течения.

Осадочные дюны – это крупномасштабные аналоги знаков ряби, с типичным поперечным размером от 10 до 100 м. Они также имеют ассиметричный профиль и, по-видимому, подвержены медленной миграции по направлению течения.

Осадочные волны (волны ила) представляют собой пологие, крупные (от сотен метров до десятков километров) гряды, сложенные илистыми связанными осадками. Они, обычно, имеют правильную форму. Широко распространены в районах с интенсивным поступлением осадков. Осадочные волны очень характерны для многих континентальных подножий. На сейсмических разрезах осадочным волнам соответствует запись типа «бегущая волна». Фрагмент такого разреза представлен на рис.9.9.

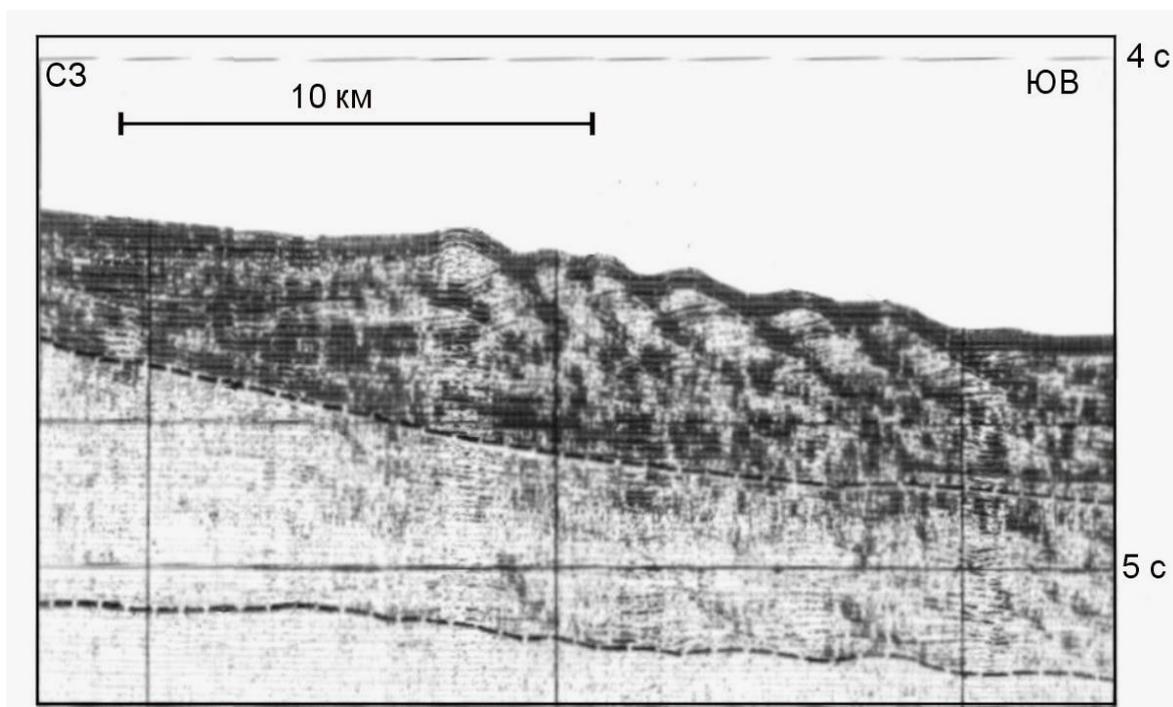


Рис.9.9. Фрагмент сейсмического разреза с записью типа «бегущая волна», полученный в юго-западной части Берингова моря у подножия континентального склона Восточной Камчатки (Селиверстов, 1987).

Аккумулятивные хребты (валы) – наиболее грандиозные сооружения, создаваемые глубинными течениями. Их длина достигает сотен километров, ширина – десятков километров, а высота над дном прилегающих котловин может достигать первых километров. Аккумулятивные хребты образуются параллельно глубинным течениям, но не под их осевой частью, а по периферии потока. Если течение не подпруживается крутым рельефом, взаимодействие между течением и соседней с ним спокойной водой может происходить по обеим сторонам, что приводит к образованию спаренных хребтов. Эти огромные аккумулятивные тела имеют значительный возраст, как правило, порядка 10 млн. лет и более. Наиболее крупные аккумулятивные хребты находятся в Северной Атлантике. Это аккумулятивные хребты (валы) Фени, Гардар, Эрик, Хаттон и др., сформированные арктическими водами Западного пограничного течения Атлантики при участии течения Гольфстрим, которое в этом районе охватывает большие глубины. Аккумулятивные хребты сложены в основном терригенным материалом алевритопелитовой размерности с участием органи-

генной составляющей (раковины диатомей, фораминифер, радиолярий и т.п.) такого же размера. Реже встречаются прослойки псаммитового материала.

9.2. Органогенные осадки

Органогенными (биогенными) называются осадки, сложенные остатками морских организмов. Хотя морские растения и животные невероятно разнообразны, лишь немногие группы имеют твердые части, сохраняющиеся в осадках.

Самыми широко распространенными биогенными осадками современного океана являются *планктоногенные* илы. Планктоногенными илами называются пелагические осадки, состоящие не менее чем на 30 % из скелетных остатков пелагических организмов; остальная их часть представлена глинистыми минералами. Карбонатные, или известковые илы содержат раковины планктонных организмов из карбоната кальция (CaCO_3), кремнистые илы – из кремнезема (SiO_2). Далее илы подразделяются в зависимости от слагающих их остатков организмов. Среди карбонатных илов это *фораминиферовые, кокколитофоридовые* и *птероподовые*. Среди кремнистых – *диатомовые* и *радиоляриевые* илы.

Значительную роль в формировании карбонатных осадков играют также бентосные организмы, прежде всего – *мадрепоровые (каменистые) кораллы*, рост которых приводит к образованию коралловых рифов.

Классификация органогенных осадков по составу скелета, видам организмов и их размеру приведены в табл.9.3.

Таблица 9.3

Классификация органогенных осадков

<i>Состав</i>	<i>Вид илов</i>	<i>Размер частиц</i>
Карбонатные планктоногенные	фораминиферовые	песчано-алевритовый
	кокколитофоритовые	пелитовый
	птероподовые	аморфный арагонит
Кремнистые планктоногенные	диатомовые	алеврито-пелитовый, пелитовый
	радиоляриевые	алеврито-пелитовый, пелитовый
<i>Типы построек</i>		
Карбонатные бентосные (коралловые рифы)	береговые, барьерные, кольцевые	

Интенсивность планктоногенного осадконакопления во многом контролируется динамикой океаносферы. Фитопланктон, являющийся первичным звеном в пищевой цепи всех других морских организмов, обитает в поверхностной, пелагической зоне океана. Эта зона обеднена питательными веществами за счет потребления его фитопланктоном, в то же время глубинные воды содержат большое количество необходимых фитопланктону веществ. Но их притоку в поверхностную зону препятствует постоянный термоклин. В экваториях, где термоклин становится неустойчивым или вообще исчезает, питательные вещества обогащают поверхностные слои океана и способствуют пышному расцвету фитопланктона и других видов морских организмов, и, соответственно, интенсивному органи-

генному осадконакоплению. К таким акваториям относятся районы проявления апвеллинга и океанской дивергенции, приуроченные в основном, к периферийным зонам океанских бассейнов, а также к экваториальной зоне. В центральных тропических зонах океана стратификация водной толщи, включая зону термоклина, как правило, остается стабильной. Поэтому такие районы отличаются минимальной биологической продуктивностью и самыми медленными скоростями органогенного осадконакопления.

Наиболее важным фактором, контролирующим распределение и характер органогенных осадков, являются условия сохранности биогенного материала. Подавляющее большинство продуцируемого в поверхностных водах Мирового океана биогенного материала растворяется еще не достигнув дна. Растворение кремнезема происходит главным образом в сильно недонасыщенных им поверхностных водах. Растворимость кремнезема уменьшается с понижением температуры и увеличением давления. Хотя воды океана повсеместно недонасыщены кремнеземом, степень недонасыщения глубинных вод меньше (рис.9.10). Напротив, растворимость карбонатов увеличивается с глубиной, так как придонные воды более недонасыщены по отношению к карбонату кальция.

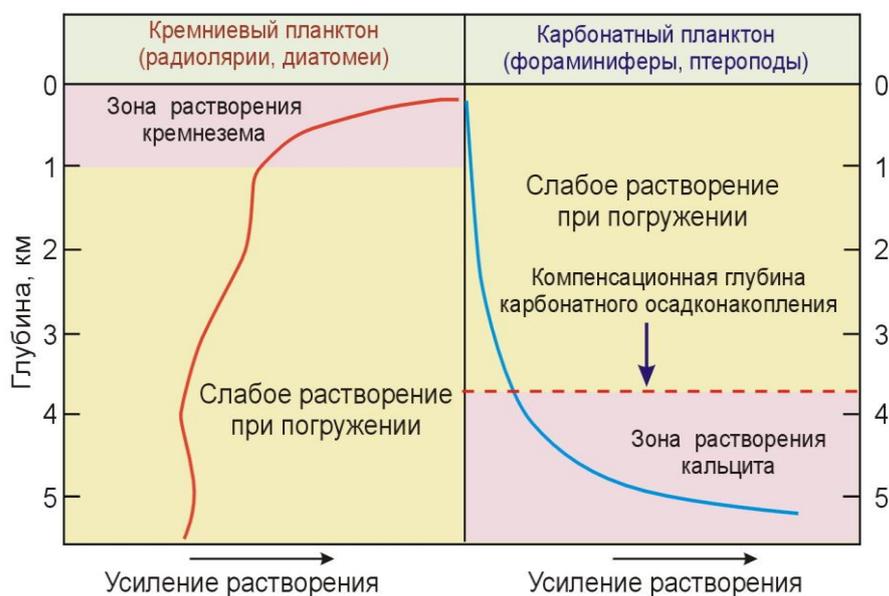


Рис.9.10. Профили растворения кремнистых и карбонатных микрофоссилий по результатам натуральных наблюдений (Berger et al., 1975).

Условия для сохранения хотя бы небольшой части кремнивого планктона от растворения в поверхностных водах создаются в районах с его высокой продуктивностью, где большое количество кремнивого планктона повышает концентрацию кремнезема в поверхностных водах и уменьшает его растворимость. Таким образом, биогенные кремнистые осадки отражают биологическую продуктивность поверхностных вод.

Биогенные известковые осадки отражают сохранность карбоната кальция на глубине. Поверхностные воды, как правило, насыщены по отношению к карбонату кальция, и он не растворяется в верхней части водной толщи сразу после гибели организмов. Но по мере увеличения глубины насыщенность вод карбонатом кальция исчезает и растворимость увеличивается. Усиление растворимости карбоната кальция с глубиной – основной фактор, контролирующий его распространение на дне, почти не зависящий от продуктивности поверхностных вод.

Существуют определенные различия между океанами в соотношении кремнистых и карбонатных осадков. В Атлантике преобладают карбонатные илы, в Тихом океане - кремнистые илы, а в Индийском океане распространены и те, и другие. Сохранность кремнистых и карбонатных осадков в каждом океане определяется различиями состава вод и средних глубин между океанами, а также различиями в придонной циркуляции, которая контролирует как растворение, так и продуктивность (через апвеллинг) всего океана.

Известковые илы

Известковые илы покрывают около 50% площади дна Мирового океана. На их долю приходится около 67% всего CaCO_3 , содержащегося в донных осадках океанов. На долю мелководных карбонатных отложений современных рифов и континентальных шельфов приходится около 9%, а на долю осадков на континентальных склонах – около 24% общего содержания CaCO_3 в донных осадках.

Известковые илы отсутствуют на больших глубинах, они образуются лишь на относительно возвышенных участках дна, находящихся выше некоторой глубины, называемой *компенсационной глубиной карбонатного осадконакопления (КГл)*. Эта глубина, на которой скорость поступления CaCO_3 в осадки уравнивается его растворением.

Положение КГл в разных районах Мирового океана различно и зависит от температуры глубинных вод, содержания в них углекислого газа, а также от продуктивности известкового планктона в поверхностных водах. Оно колеблется в широких пределах, от менее чем 3000 м до 5500 м. Но на большей части Мирового океана КГл обычно заключена в пределах 4000 – 5000 м, т.е. приблизительно посередине между вершинами срединно-океанских хребтов и глубочайших океанских котловин. В Тихом океане КГл находится на глубинах 4000 – 4500 м, в Атлантическом несколько глубже, примерно на глубинах 5000 м и более. Схема глубины залегания КГл в Мировом океане приведена на рис.9.11.



Рис.9.11. Положение компенсационной глубины карбонатного осадконакопления (КГл) в Мировом океане (no Berger and Winterer, 1974).

Компенсационная глубина карбонатного осадконакопления и рельеф дна являются главными факторами, контролирующими распределение этих осадков на дне Мирового океана. Так, Атлантический океан, где КГл достигает максимальных значений, отличается максимальными содержаниями карбонатных отложений, а северная часть Тихого океана, где значения КГл существенно меньше, характеризуется минимальным содержанием CaCO_3 в донных отложениях (рис.9.12).

Не меньшую роль в распределении карбонатных осадков играет и рельеф дна. Из рис.9.11 и 9.12 видно, что среди районов с большими значениями КГл максимальным содержанием CaCO_3 выделяются возвышенные участки дна – срединно-океанские хребты и асейсмичные хребты.

Выше компенсационной глубины карбонатного осадконакопления выделяют также *критическую глубину карбонатного осадконакопления*, ниже которой содержание карбоната кальция в осадках не превышает 10%.

Еще на меньших глубинах находится линия раздела комплексов отложений с хорошей и плохой сохранностью остатков карбонатного планктона, называемая *лизоклином*. Различные виды карбонатного планктона существенно различаются по сохранности раковин, поэтому каждый вид характеризуется своим лизоклином: фораминиферовым, кокколитофоридовым, птероподовым.

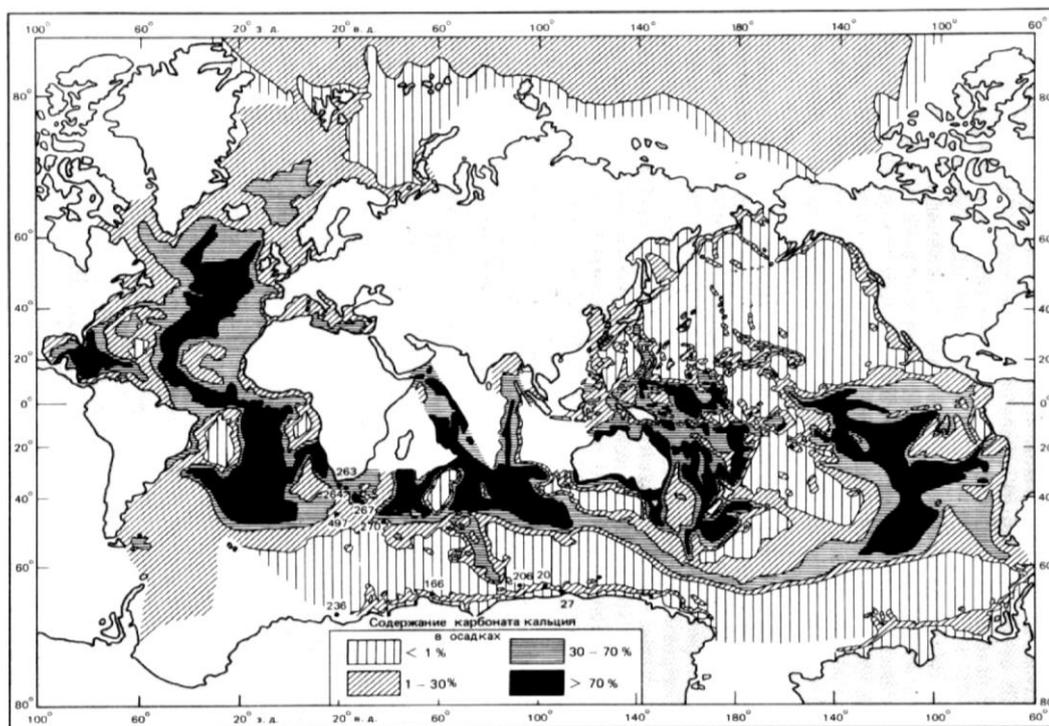


Рис.9.12. Распределение карбонатных осадков на дне Мирового океана (Lisitzin, 1971).

Фораминиферовые илы состоят, в основном, из раковинок планктонных фораминифер, которые, обычно, имеют размерность мелкого песка. Эти илы часто содержат в большом количестве и остатки более мелких представителей карбонатного планктона – кокколитофорид.

В *кокколитофоридовых (кокколитовых) илах* преобладают известковые нанофоссилии современного фитопланктонного семейства *кокколитофорид* и вымершей группы *дискоастеров*. Известковые нанофоссилии несколько более устойчивы к растворению, чем планктонные фораминиферы, они встречаются на больших глубинах, непосредственно над КГл. Кокколитофоридовые илы по размерности остатков организмов соответствуют пелитам или мелким алевритам, хотя они часто содержат более крупные раковинки планктонных фораминифер.

Птероподовый ил состоит в основном из арагонитовых раковин птеропод и гетеропод, представляющих планктонных моллюсков. Их размеры достигают нескольких миллиметров, а иногда и первых сантиметров. Аморфный арагонит легче растворяется в морской воде, поэтому распространение птероподовых илов ограничено мелководными тропическими морями с глубинами менее 2500 – 3000м. Пересыщенные CaCO_3 воды мелководных тропических областей благоприятны для сохранения раковин птеропод. Птероподовые илы особенно богаты CaCO_3 (более 95%), поскольку большая часть первоначальной карбонатной фракции сохраняется в осадках.

Скорости накопления известковых илов в зависимости от района колеблются от 1 до 10 мм за 1000 лет. Карбонатные (а иногда и кремнистые) илы, образующиеся вблизи континентальных окраин, в значительной мере обогащены терригенной составляющей алевритовой или алевритопелитовой размерности. Такие илы называют *гемипелагическими*. Они

приурочены, в основном, к подножиям континентальных склонов, но могут встречаться и в других обстановках, в частности – в отложениях крупных аккумулятивных тел, созданных глубинными течениями (контуритов). По сравнению с органогенными илами, скорости накопления гемипелагических илов за счет терригенной составляющей значительно выше.

Кремнистые илы

Большая часть растворенного в водах океана кремнезема используется живыми организмами, в том числе некоторыми видами планктона, которые строят свои скелеты из гидратированного аморфного кремнезема – опала. К ним относятся диатомовые, радиолярии и силикофлагелляты.

После гибели планктонных кремнистых организмов их скелетные остатки опускаются сквозь водную толщу. По мере погружения большая часть кремнезема растворяется, и лишь небольшая его доля (от 1 до 10%) накапливается на дне. При концентрации биогенного кремнезема в осадках более 30% они называются *кремнистыми илами*. В зависимости от преобладания в составе кремнистых илов остатков диатомовых или радиолярий, различают *диатомовые* и *радиоляриевые илы*. Диатомовые илы типичны для высокоширотных областей и некоторых районов в пределах континентальных окраин. Радиоляриевые илы характерны для экваториальных районов океана.

Накопление биогенного кремнезема в осадках контролируется, в основном, океанологическими условиями. Существует четкая корреляция между продуктивностью кремнистого планктона и аккумуляцией кремнезема в донных осадках. Независимо от районов поступления растворенного кремнезема в океаны он накапливается в виде кремнистых илов только под богатыми питательными веществами высокопродуктивными поверхностными водами, которые приурочены, как правило, к зонам восходящих движений глубинных вод (зонам апвеллинга и океанской дивергенции).

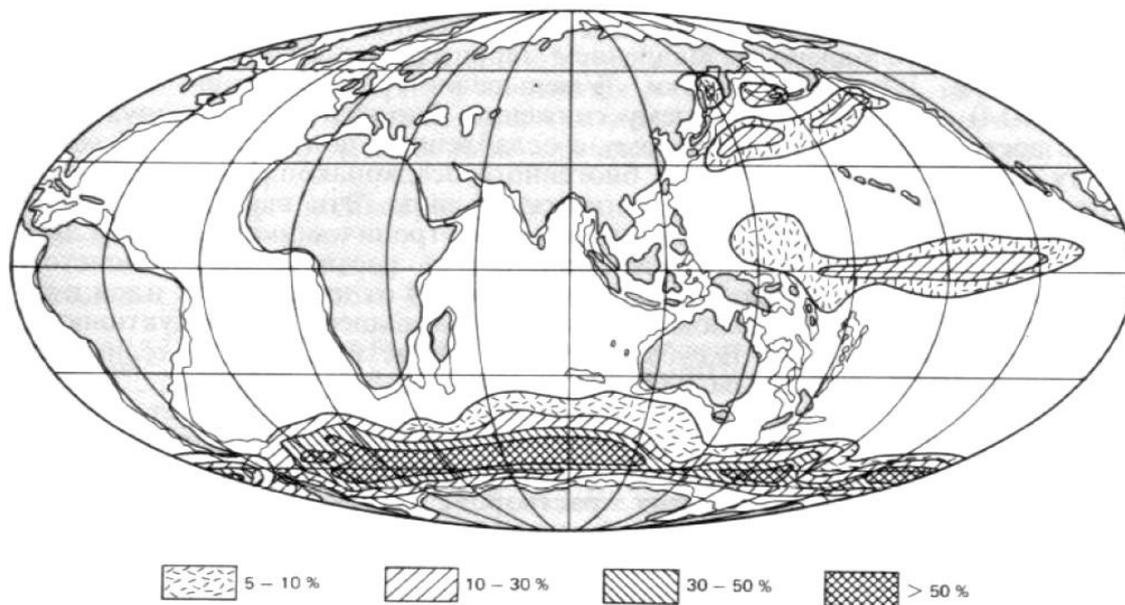


Рис.9.13. Распространение и процентное содержание биогенного кремнезема в поверхностном слое осадков Мирового океана в пересчете на бескарбонатное вещество (Calvert, 1974).

Главный пояс кремнистых осадков шириной 900 – 2000 км окружает Антарктиду (рис.9.13). В этом поясе накапливается более 75% всего океанского кремнезема, причем биогенный кремнезем, представленный главным образом диатомовыми илами, составляет около 70% осадка.

Кроме Антарктического пояса, важными районами биогенного кремненакопления являются высокие широты Северного полушария (северная часть Тихого океана, Берингово и Охотское моря), а также районы прибрежных апвеллингов.

В экваториальной зоне дивергенции Тихого океана происходит обширный подъем глубинных вод, вызывающий увеличение биологической продуктивности и усиленное накопление кремнистых радиоляриевых илов. Средние скорости накопления кремнистых осадков составляют, обычно, 4 – 5 мм за 1000 лет.

Бентогенные осадки

К бентогенным осадкам относятся органогенные рифы, обобщенно называемые *коралловыми рифами*, образующимися за счет кораллов и водорослей, извлекающих из морской воды CaCO_3 для построения своих скелетных частей. Фактически это коралловодородные рифы, в биоценоз которых входят также различные моллюски, бентосные фораминиферы, иглокожие. Роль различных организмов биоценоза коралловых рифов в накоплении карбонатного материала, по данным А.П. Лисицына, различна. На первом месте стоят известковые водоросли (30 – 50%), на втором – рифовые кораллы (10 – 30%), далее – различные моллюски (10 – 20%) и на четвертом – фораминиферы (1 – 10%).

Современные коралловые рифы распространены исключительно в тропических и субтропических водах Тихого, Атлантического и Индийского океанов, в Карибском море. Критическими температурами, при которых кораллы не развиваются, являются, с одной стороны, 18 – 19°C, с другой – 34 – 35°C. Наилучшие условия для развития биоценоза коралловых рифов наблюдаются при среднегодовой температуре воды 23 – 25 °C. Нижний предел глубины для большинства рифообразующих организмов 50 – 60 м. Максимальная биомасса сосредоточена в поверхностных слоях воды на глубине от 10 до 15 м, особенно это касается водорослей, для фотосинтеза которых требуется много света. Для развития коралловых рифов важны также прозрачность морской воды, насыщенной кислородом и известью, и нормальная или близкая к нормальной соленость (30 – 38 ‰).

Типы рифов. Выделяется несколько типов коралловых рифов.

1. *Окаймляющие, или береговые, рифы*, которые формируются у берега и часто бывают соединены с суши материков или островов.

2. *Барьерные*, отделенные от коренного берега материка или острова коралловыми лагунами. Мощность такого рифа может существенно превышать мощность окаймляющих рифов. Это связано главным образом с тектоническим прогибанием территории при условии успевающего за ним процесса роста коралловых построек.



Рис.9.14. Схематический разрез Большого Барьерного рифа (Короновский, Якушова, 1991):

1 – рифы; 2 – осадки лагун.

Ярким примером барьерных рифов является Большой Барьерный риф, протягивающийся вдоль северо-восточного берега Австралии почти на 2 тыс. км при средней ширине 150 км и мощности (по данным бурения) до 150 м. Он отделяется от материка лагуной относительно небольшой глубины, в пределах которой формируются *внутрилагунные береговые барьерные рифы* (рис. 9.14). В тропическом поясе юго-западной части Тихого океана мно-

гие вулканические острова полностью или частично окаймлены барьерными рифами, отделенными от островов лагунами.

3. *Атоллы*, к которым относятся кольцеобразные коралловые рифы, имеющие наибольшее распространение в Тихом и Индийском океанах. По данным Ч. Дарвина, подтвержденным последующими исследованиями, большинство атоллов можно считать разновидностью кольцевых барьерных рифов, в которых вулканические острова в результате медленных тектонических движений опустились, и на их месте образовались лагуны, соединяющиеся с открытым морем узким каналом. В лагунах атоллов и в прилегающих частях ложа океана происходит накопление карбонатных осадков, представляющих обломки и тонкий детрит (лат. «детритус» – истертый) различных карбонатных организмов – водорослей, кораллов, раковин фораминифер и моллюсков. Местами наблюдаются примеси терригенного, а иногда и вулканогенного материала.

В океанах и морях местами развиты ракушечные осадки – это мелководные известковые морские осадки – *ракушечники*, представляющие собой скопления целых или раздробленных раковин моллюсков и других организмов с карбонатным скелетом. Их гранулометрический состав зависит от размеров раковин и степени их сохранности. Наибольшее развитие карбонатные ракушечные осадки имеют в пределах шельфовых зон аридных областей. Этому способствуют малое поступление с суши терригенного материала и достаточно высокая температура воды, обеспечивающая сохранность известковых раковин. В более холодных водах океана ракушечные осадки встречаются в виде отдельных относительно небольших пятен и только там, где наблюдается наибольшая биомасса моллюсков.

9.3. Хемогенные осадки

Хемогенные осадки образуются путем выпадения в осадок различных минералов из пересыщенных растворов в водной толще, на дне океана или внутри осадочной толщи. В последнем случае их называют *аутигенными* (образовавшимися на месте) осадками. Хемогенные осадки весьма разнообразны по минеральному составу и условиям образования. Это металлоносные осадки, образующиеся в осевых зонах срединно-океанских хребтов, небольшие карбонатные конкреции – оолиты, образующиеся в прибрежной зоне тропических морей, эвапоритовые толщи, фосфоритовые и железомарганцевые конкреции, глауконитовые пески и др. Рассмотрим основные их виды.

Металлоносные осадки

К металлоносным осадкам относятся неконсолидированные осадки с высокими (более 10%) содержаниями соединений железа, марганца и других металлов. При их содержании более 30%, осадки называются рудоносными.

К настоящему времени установлено, что основная часть металлоносных осадков образуется в осевых зонах срединно-океанских хребтов в результате деятельности высокотемпературных гидротермальных систем (рис.9.15). Из жерл высокотемпературных гидротерм, так называемых «черных курильщиков», в морскую воду поступают горячие растворы, содержащие в растворенном виде различные химические вещества, в том числе и соединения металлов. При контакте с холодными морскими водами эти соединения выпадают в осадок в виде взвеси и постепенно осаждаются на дно вместе с другими, как правило, органическими осадками. Гидротермальные постройки «черных курильщиков», сложенные массивными сульфидами, со временем разрушаются. В окрестностях гидротермальной системы, таким образом, постепенно формируется слой металлоносных осадков, залегающий на базальтах молодого океанического дна в виде обширных полей.

Наиболее крупное (около 10 млн. км²) поле металлоносных осадков выявлено в пределах осевой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Индийском океане крупные поля металлоносных осадков развиты в его северо-западной части, в районе «точки тройного сочленения» Африканской, Индо-Австралийской и Антарктической литосферных плит.

Обнаружены металлоносные осадки также на Срединно-Атлантическом хребте, в Новогвинейском море, в рифте Красного моря, в Калифорнийском заливе и других районах Мирового океана.

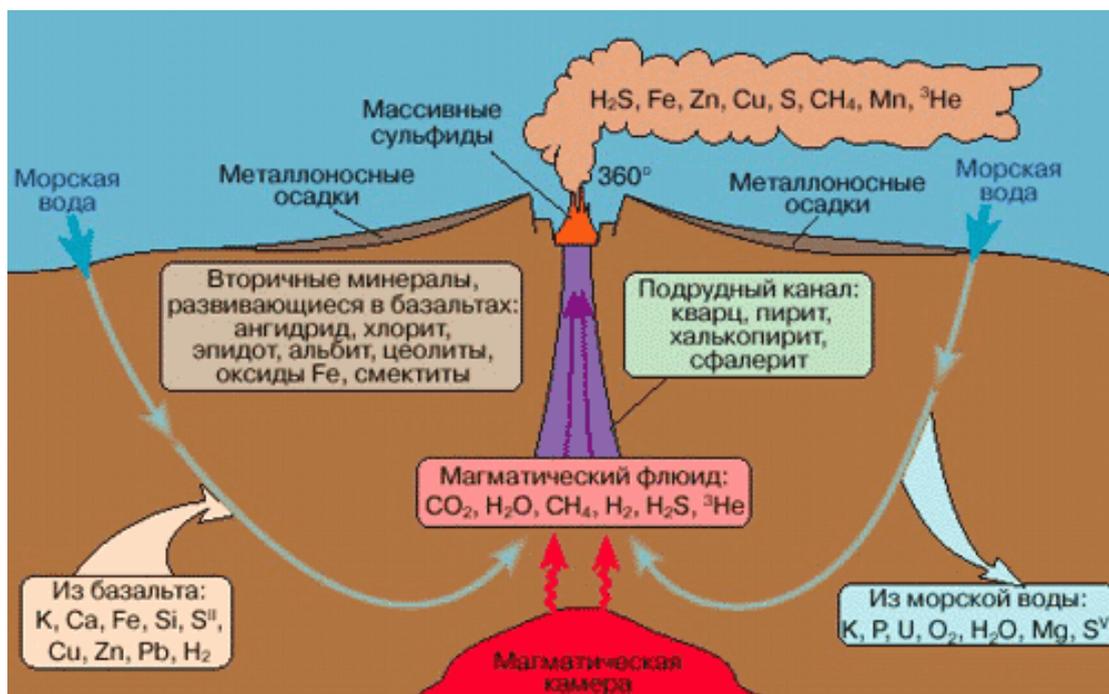


Рис.9.15. Схема геохимических процессов в гидротермальной системе срединно-океанского хребта (Короновский, 1999).

Металлоносные осадки представляют собой пелагические илы, обогащенные в различной степени рудным веществом, поступающим в илы при разносе океанскими водами рудной взвеси из гидротермальных построек.

Рудное вещество в металлоносных осадках представлено коллоидными или плохо выраженными минералами Fe и Mn. Шире всего распространены тонкодисперсные частицы гидрооксидов Fe и Mn, встречаются также сульфиды Fe, Cu и Zn. Диаметр частиц не превышает обычно 3 – 5 мкм.

Железомарганцевые конкреции

Железомарганцевые конкреции, распространены главным образом в глубоководных частях океанов, но встречаются местами и в пределах котловин окраинных и внутриконтинентальных морей. Наибольшее их скопление наблюдается в Тихом океане, где встречаются участки дна, на 30 – 50, иногда до 90% покрытые конкрециями и напоминающие булыжную мостовую.

Чаще всего железомарганцевые конкреции находятся в областях распространения «красных» глубоководных глин (рис.9.16), но встречаются также и в пределах фораминиферовых и других осадков. Они представляют собой неправильной формы стяжения различной размерности, чаще 2 - 5 см в поперечнике, местами свыше 5 - 10 см.

В образовании железомарганцевых конкреций намечаются два возможных механизма:

- 1) поступление с растворенным стоком рек гидратированных окислов железа и марганца, выпадающих из взвеси на дно океана и в какой-то степени преобразующихся в самом верхнем слое осадков (седиментационный тип);
- 2) на более поздней стадии при преобразовании осадков в горные породы, в процессе которого происходят перемещение элементов из восстановительного слоя в верхний окислительный и стяжение их в виде конкреций на границе наддонная вода – осадок. При этом

существенную роль играют бактерии. Возможно, что образование конкреций начинается в процессе седиментации и продолжается во время диагенеза.

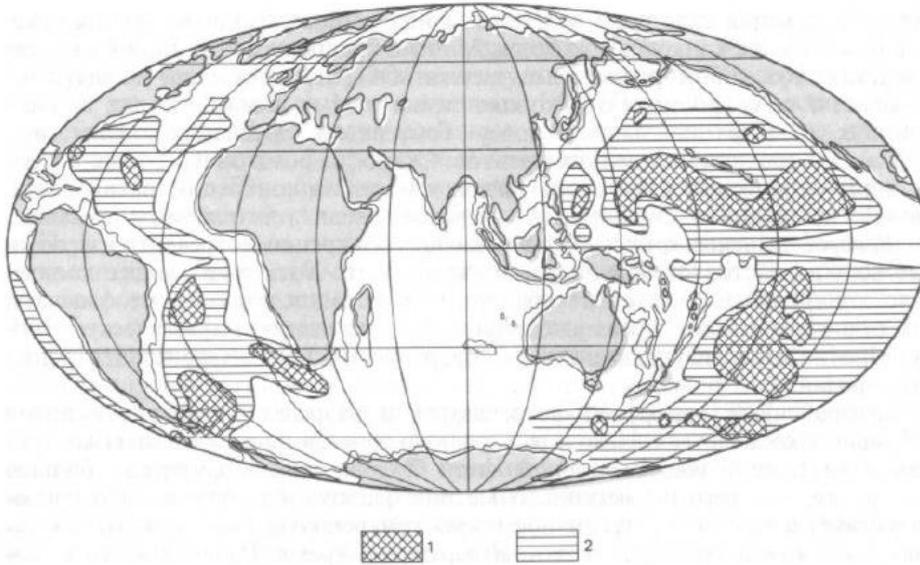


Рис.9.16. Распространение железомарганцевых конкреций на дне Тихого и Атлантического океанов (Cronan, 1977).

- 1 – плотное покрытие дна конкрециями, местами более 90%;
2 – конкреции встречаются часто, но распределены неравномерно.

В железомарганцевых конкрециях наибольшее практическое значение имеют Mn, Fe, Co, Ni, Cu. Запасы железомарганцевых конкреций исчисляются во многие сотни млрд. тонн. В настоящее время предпринимаются попытки их добычи со дна океана.

Фосфориты

Фосфориты образуются в виде конкреций и пластов на глубинах в зоне шельфа и прилегающей части континентального склона. У берегов Калифорнии они встречаются близ Сан-Диего на глубинах от 100 до 400 м, а близ южной оконечности Африки – на глубинах более 1000 м. Наиболее благоприятны условия для образования фосфоритов в зонах дивергенции и подъема глубинных вод, обогащенных фосфором.

В отношении происхождения пластовых фосфоритов не исключается возможность образования их в стадию диагенеза, путем сложного замещения (метасоматоза) CaCO_3 фосфорными соединениями. В современных известковых осадках иногда удается проследить постепенное замещение карбонатов фосфатами.

Эвапориты

Эвапориты – это хемогенные осадки засоленных лагун и заливов, которые образуются в аридных областях, где наблюдается интенсивное испарение, приводящее к полному насыщению вод солями. Типичным примером современной лагуны с соленакоплением служит залив Кара-Богаз-Гол, соленость вод которого почти в 20 раз превышает минерализацию вод Каспийского моря вследствие отсутствия поступления пресной воды. Воды же Каспия, поступающие через перегораживающий подводный порог, быстро испаряются. В результате из пересыщенного раствора происходит выпадение солей – мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), астраханита и др. При уменьшении поступления воды из Каспия начинает выпадать галит (NaCl).

В истории геологического развития имели место крупные солеродные морские бассейны, в которых в условиях аридного климата сформировались мощные толщи солей, находящиеся сейчас на разных глубинах (Ангаро-Ленский, Волго-Уральско-Прикаспийский и др.).

Глауконитовые осадки

К *глауконитовым осадкам* относятся зеленые мелко-тонкопесчаные, местами песчано-алевритовые осадки со значительным содержанием минерала глауконита (водного алюмосиликата) оливково-зеленого цвета. Наибольшее количество глауконитовых песков и илов встречается на шельфах и в верхней части континентального склона, на глубинах от 100 до 500 – 1000 м (местами до 2000 м). В более глубоководных осадках глауконит встречается в виде незначительной примеси.

Глауконит образуется в результате подводного выветривания и разложения на дне моря алюмосиликатных частиц, вулканического стекла или выпадает в морской воде в виде геля из коллоидных растворов, приносимых с суши. К глауконитовым пескам в большинстве случаев приурочены фосфоритовые конкреции, как в современных осадках, так и в более древних отложениях.

Оолиты

Оолитовые хомогенные карбонатные осадки образуются только в аридных зонах при температуре вод от 25 до 30 °С при значительном пресыщении CaCO_3 и в условиях мелководья до глубин не более 20 м. В этой среде обильная растительность поглощает большое количество углекислого газа, что нарушает карбонатное равновесие, вызывает пресыщенность воды CaCO_3 и его выпадение в осадок.

Карбонат кальция выпадает в виде мелких концентрического строения шариков (конкреций) размером до 2 мм, называемых *оолитами*. Оолитовые осадки встречаются на Большой Багамской банке, у берегов Флориды, у берегов Каспия, в Красном море в Персидском заливе и в других мелководных частях морей аридных зон, где невелико поступление терригенного материала. Местами карбонат кальция накапливается в виде мелкого известкового ила песчано-алевритовой размерности.

9.4. Полигенные осадки

К *полигенным осадкам* относится «красная» глубоководная глина коричневого цвета различных оттенков, занимающая, по данным А.П. Лисицына, свыше 35 - 50% площади дна Тихого океана и приблизительно около 25 – 30 % – Атлантического и Индийского. Она состоит из наиболее тонких частиц. Содержание пелитовой фракции в ней нередко достигает 95 – 98 %, при этом на долю наиболее тонких субколлоидных фракций (<0,005 мм) приходится до 70 – 75%.

Распространение типичных красных глин приурочено к наиболее глубоким частям океана, ниже компенсационной глубины карбонатного осадконакопления, и к удаленным от континентов частям океана. Содержание в них CaCO_3 обычно меньше 1%, редко до 3% и только при переходе к фораминиферовым илам возрастает до 10%. Также невелико в них количество биогенного кремнистого материала, которое несколько увеличивается в экваториальных районах океана за счет примеси радиолярий и теплолюбивых диатомей.

В составе красных глин участвует осадочный материал различного генезиса:

- 1) нерастворимый материал, входящий в раковины фораминифер; А.П. Лисицын приводит в подтверждение этого результаты лабораторных исследований – получение красной глины путем растворения фораминиферовых илов;
- 2) вулканогенный пепловый материал дальнего разноса;
- 3) тонкодисперсные частицы терригенного материала, приносимые течениями, достигающие удаленных частей океана и медленно оседающие на дно;
- 4) пылевые частицы эолового разноса;
- 5) метеорная пыль (включения шариков никелистого железа);
- 6) биогенный материал – зубы акул, реже слуховые косточки китов и др.;

7) обычный компонент «красных» глин – аутигенный глубоководный минерал из группы цеолитов (водных алюмосиликатов).

Скорости полигенного осадконакопления крайне низкие, 0.1 – 1 мм за 1000 лет.

9.5. Вулканогенные осадки

Вулканогенные осадки состоят из вулканогенного материала (лавового и пирокластического), встречаются в виде широких ареалов вокруг островных и подводных вулканов, расположение которых определяется тектонической активностью территорий. Наибольшее значение в вулканогенном осадкообразовании имеет пирокластический материал. Местами глубоководные илы состоят из тончайшего пеплового материала мелкоалевритовой и даже алевритопелитовой размерности.

Помимо образования вулканогенных осадков вокруг очагов вулканизма, пирокластический материал образует примеси или прослой в различных генетических типах морских осадков. Известно, что пепловый материал при крупнейших извержениях типа Кракатау распространяется на огромные пространства и встречается в заметных количествах в донных морских осадках на расстоянии нескольких сотен километров. Шире всего вулканогенные осадки распространены в Тихом океане, окруженном «огненным» кольцом действующих вулканов и имеющем значительное число подводных вулканов, а также в северо-восточной части Индийского океана. Установлено, что максимальное количество пепловых прослоев в осадочном чехле Тихого океана содержится в самой верхней его части, образованной в плиоцен-четвертичное время. Этот факт рассматривается как свидетельство чрезвычайно высокой эксплозивной активности вулканов по обрамлению Тихого океана в плиоцен-четвертичное время.

9.6. Превращение осадков в горную породу

По мере накопления толщи осадков в ней происходят процессы постепенного преобразования, которые в конечном итоге превращают осадки в горные породы. Эти процессы контролируются литостатическим давлением и температурой внутри осадочной толщи, т.е. зависят от ее мощности и регионального теплового потока. В процессе перехода осадков в горную породу, в зависимости от давлений и температур, выделяют три стадии: диагенез, при котором формируется литофицированная порода, и дальнейшие стадии ее преобразования – катагенез и метагенез.

Диагенез

Под *диагенезом* понимается изменение осадков, их перерождение и превращение в осадочные горные породы. Осадки Мирового океана образуются в различных климатических и гидродинамических условиях. Первичный рыхлый морской осадок в большинстве случаев представляет собой многокомпонентную систему, в состав которой могут входить: иловые частицы; химически осажденные соединения; органические вещества; реликтовые (остаточные) воды, заполняющие поры. В целом морской осадок является разнородной смесью реакционноспособных соединений. При этом равновесие отсутствует как между разнородными частицами осадка, так и у частиц осадка с придонными водами океана.

Уже в самой начальной стадии существования осадка начинается взаимодействие отдельных его частей друг с другом, с остаточными иловыми водами и средой их накопления. По данным Н.М. Страхова, в преобразовании осадков в горные породы участвуют многие факторы (рис.9.17).

1. Высокая влажность осадков, имеющая огромное значение в перераспределении отдельных элементов в осадке и обуславливающая диффузное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях, что способствует взаимодействию различных составляющих и образованию новых диагенетических минералов.

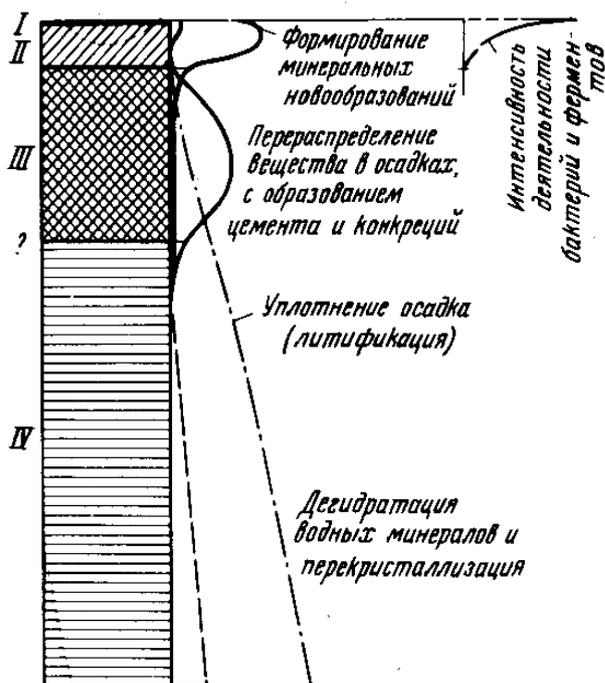


Рис.9.17. Схема диагенеза (по Н.М. Страхову)

2. Наличие многочисленных бактерий, главная масса которых сосредоточена в верхних первых сантиметрах осадков. Бактерии играют различную роль в преобразовании вещества. В одних случаях они разлагают углеводороды и органические соединения, создают новые реактивы и изменяют химизм среды. В результате деятельности различных бактерий происходят сложные процессы – окисление закисных соединений и чаще, наоборот, перевод окисных соединений в закисные. В других случаях бактерии служат главным источником накопления органического вещества в верхней части слоя.

3. Иловые растворы воды, пропитывающие осадок, существенно отличаются от состава наддонной воды океана более высокой минерализацией, уменьшенным содержанием сульфат-иона, присутствием железа, марганца и других элементов. Различие состава иловых растворов и придонной

океанской воды вызывает обмен веществ между ними. При большой концентрации некоторых веществ в иловых водах, в осадке образуются новые диагенетические минералы.

4. Органическое вещество, большое скопление которого в осадке вызывает дефицит кислорода, появление углекислого газа и сероводорода, т.е. создает восстановительные условия.

5. Окислительно-восстановительный потенциал зависит от содержания органического вещества и от гранулометрического состава осадка. В мелководных зонах, где преобладают хорошо водопроницаемые пески с отсутствием или ничтожным содержанием органического вещества, создаются окислительные условия среды, наблюдающиеся и в глубине осадка. В этом случае возможны единичные новообразования гидроксидов железа или бурых корок вокруг зерен песка. В более глубоководных тонких илах, богатых органическим веществом и бактериями, окислительные или нейтральные условия создаются лишь в самой верхней части осадка мощностью около 10 – 15 см, с которой связано образование гидроксидов железа и марганца, ниже располагается восстановительная зона, где возможно образование серного колчедана (пирита).

К главным изменениям осадков при диагенезе могут быть отнесены:

1. *Обезвоживание и уплотнение*, возникающие под давлением вышележащих слоев осадка. На рис. 9.18 приведена диаграмма, иллюстрирующая изменения пористости и объемной плотности глин по мере увеличения литостатического давления (глубины их погружения).

2. *Цементация*, происходящая из-за наличия различных химических соединений, заполняющих поры и пустоты и цементирующих частицы осадка. Цементирующими веществами чаще всего являются кремнезем, оксиды железа, карбонаты и другие, что в ряде случаев находит отражение в названиях горных пород, например, железистый песчаник, известковистый песчаник и т. п.

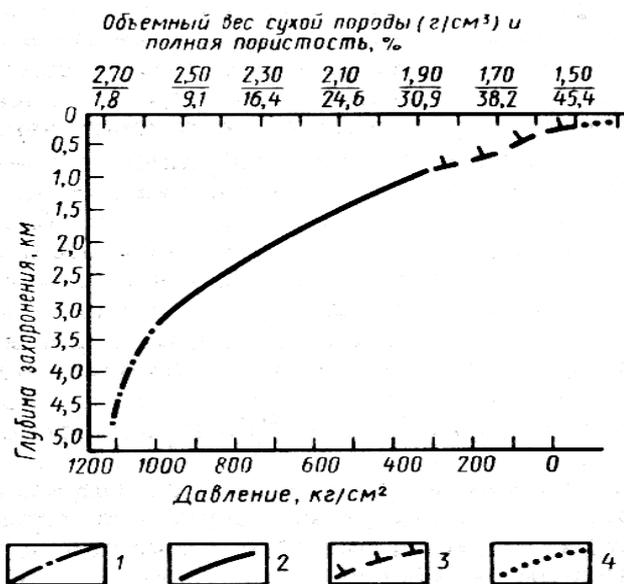


Рис. 9.18. Диаграмма изменения пористости и объемной массы глин в зависимости от глубины их погружения (по Н.Б. Вассоевичу):

- 1 — стадия весьма сильно затрудненного уплотнения;
- 2 — стадия сильно затрудненного уплотнения;
- 3 — стадия затрудненного уплотнения;
- 4 — стадия свободного уплотнения.

ров. При значительной концентрации фосфорных, железистых и других конкреций они становятся объектом промышленных разработок.

На стадии диагенеза в осадках могут происходить и другие физико-химические процессы, среди которых следует отметить процесс образования газовых гидратов. Поверхностный слой осадков при глубине дна более нескольких сот метров по условиям давлений и температур попадает в зону гидратообразования, т.е. в условия, при которых газообразный метан (CH_4) взаимодействуя с морской водой образует кристаллические формы типа льда — гидраты метана.

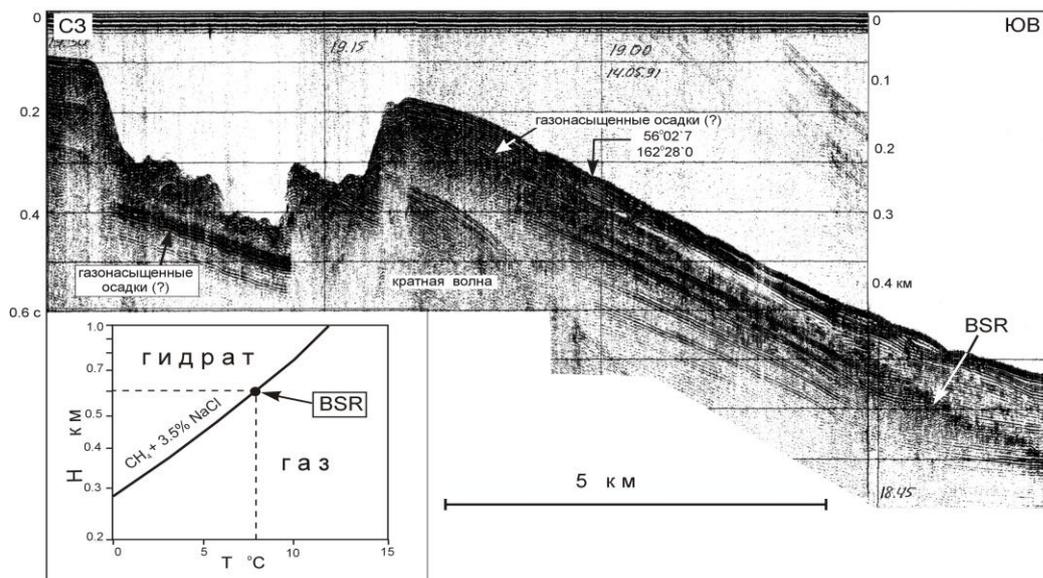


Рис. 9.19. Сейсмический разрез, полученный в северной части Камчатского залива, с записью границы типа BSR. В нижней части рисунка представлена диаграмма P-T условий фазового перехода метана в газовый гидрат (Селиверстов, 2009).

3. Кристаллизация и перекристаллизация, особенно проявляющиеся в мелкозернистых и иловых хемогенных и органогенных осадках, состоящих из легко растворимых минералов. Это может приводить к переходу опала в халцедон, а затем кварц. Из аморфных гелей образуются кристаллические формы глинистых и других минералов. Очень быстрая кристаллизация характерна для органической основы коралловых рифов, преобразующейся в кристаллические известняки.

4. Образование конкреций. В процессе диагенеза формируются различные новообразования, отличающиеся друг от друга по составу и форме нахождения. Некоторые из них бывают рассеяны по всей толще осадка, например — глауконит, пирит, сидерит и другие минералы. Но часто новообразования концентрируются вокруг каких-либо центров и образуют конкреции шаровидной, почковидной, лапчатой, вытянутой формы. Размеры их от нескольких миллиметров до больших конкреционных линз, протягивающихся на несколько мет-

Процессы гидратообразования развиваются в самом верхнем (0 – 200 м) слое осадков при условии достаточно интенсивного поступления метана из ниже залегающей осадочной толщи. В этом случае образующиеся гидраты метана «бронируют» верхний слой осадков и делают его непроницаемым для восходящих потоков газообразного метана. В результате, метан скапливается под подошвой зоны гидратообразования и в осадках формируется отражающая граница типа BSR (Bottom Simulation Reflector – контролируемое дном отражение), положение которой в разрезе осадков действительно зависит от глубины дна, но, кроме того, зависит также от геотермического градиента в осадочном чехле. На рис.9.19 приведен сейсмический разрез, полученный в Камчатском заливе, на котором зафиксирована отражающая граница типа BSR газгидратного происхождения.

Катагенез

По мере увеличения мощности осадков, давлений и температур на смену диагенезу приходят процессы более глубокого преобразования осадочных толщ, определяемых термином *катагенез*.

Под *катагенезом* понимаются процессы, протекающие при прогибании территории, когда осадочные горные породы оказываются погруженными на значительные глубины, где испытывают влияние повышенных давлений и температур, а также минерализованных подземных вод. Чем больше температура и давление вышележащих слоев, тем больше происходят уплотнение и изменение осадочных горных пород.

Особенно большое уплотнение наблюдается в глинах. При прогибании до 4.5 – 5.0 км пористость глин изменяется от 49 – 50% (изначальная) до 5% и менее (рис. 9.18) и они превращаются в аргиллиты. Высокие температура и давление, и наличие минерализованных вод способствуют процессам растворения, образованию новых вторичных минералов, частичной перекристаллизации вещества.

Некоторые процессы, свойственные катагенезу, в том числе образование аргиллитов, могут проявляться в морских осадках при более низких значениях давлений и температур, т.е. на стадии диагенеза. Так, в мощных толщах диатомовых илов, покрывающих хребты Ширшова и Бауэрс в Беринговом море, а также возвышенность Обручева (осадочное тело Мейджи), граница перехода диатомовых илов в аргиллиты залегает на глубине около 800 – 900 м под поверхностью дна, что подтверждено данными глубоководного бурения, и отчетливо фиксируется сейсмическими методами по наличию отражающих границ типа BSR. В отличие от аналогичных границ «газгидратной» природы, эти границы залегают на значительно больших глубинах. Пример такой записи на сейсмическом разрезе представлен на рис.9.20.

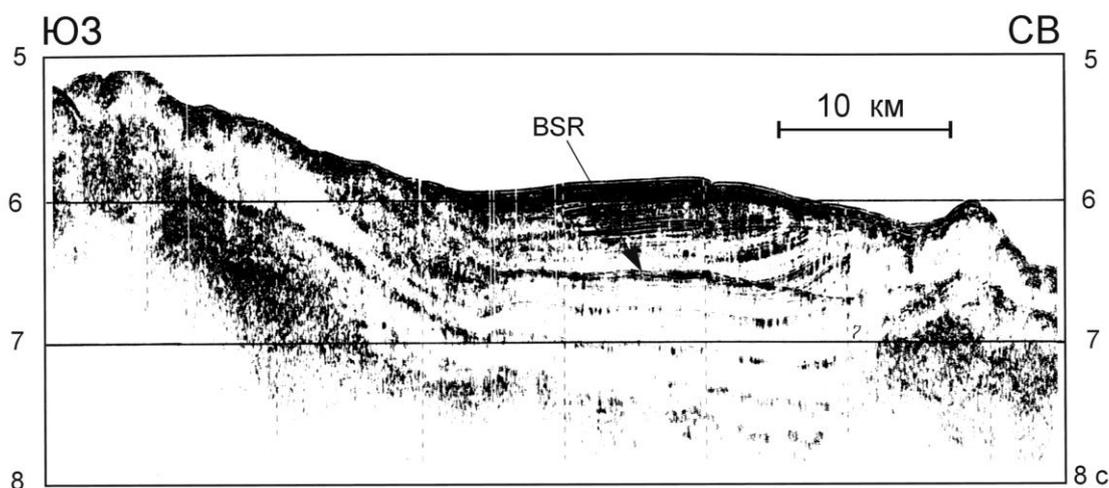


Рис.9.20. Фрагмент сейсмического разреза, полученного на западном склоне возвышенности Обручева с записью отражающей границы типа BSR, соответствующей границе раздела диатомовых глин и аргиллитов (Селиверстов, 1998).

Переход диатомовых илов в аргиллиты, обусловленный растворением раковин диатомовых, сопровождается достаточно резким изменением физических свойств и формированием соответствующего отражающего горизонта. Поскольку этот переход контролируется не только давлением, но и температурой, граница перехода следует субпараллельно соответствующей изотерме, залегающей на определенной глубине от поверхности дна. При этом граница типа BSR может пересекать границы напластования осадочной толщи.

Существенные преобразования на стадии катагенеза претерпевает органическое вещество. В условиях катагенеза образуется каменный уголь высокой степени преобразования (углефикации), содержащий до 82 – 90% углерода, и антрацит – свыше 95% углерода. Со средними и поздними стадиями катагенеза Н.Б. Вассоевич и другие исследователи связывают образование нефти и газа за счет планктонных животных и растительных организмов. Некоторые углеводороды в рассеянном виде образуются из органического вещества еще в осадках на дне водоемов при их захоронении и последующем диагенезе.

Установлено, что больше всего микронепти находится в горных породах, формировавшихся в восстановительной обстановке и содержащих сапропелевое вещество. Такие породы, обогащенные сапропелевым веществом, называются *нефтематеринскими*. Это преимущественно глинистые и алевритоглинистые породы, местами мергелистые и др.

Образование собственно нефти и ее крупных скоплений возможно при значительном тектоническом прогибании земной коры, сопровождающемся накоплением новых мощных осадков, захороняющих прежние. В позднем катагенезе, когда нефтематеринские породы оказываются на глубинах 3 – 4 км, в условиях повышенных давлений и температур (80 – 150°) происходят *выжимание и миграция углеводородов* в хорошо проницаемые песчаные или трещиноватые горные породы, называемые *коллекторами*. Такая миграция происходит до встречи с водонепроницаемыми породами, под которыми при благоприятных условиях накапливается нефть, формируются залежи.

Места скопления нефти называются *ловушками*. Они могут возникать при различных условиях залегания горных пород: в свободной части антиклинальных складок, при моноклинальном залегании пород, в сводах диапировых структур и др. Углеводородные газы возникают из того же органического вещества, сопутствуя и завершая образование нефти. Они также мигрируют в коллекторе и накапливаются в ловушках.

Метагенез

Под метагенезом понимаются дальнейшие преобразования горных пород, близкие к начальным стадиям метаморфизма. Они протекают, когда горные породы оказываются на большей глубине и при более высоких температурах.

Метагенез происходит в глубоких прогибах при температуре 200 – 300 °С, при мощности осадочной толщи более 7 – 8 км, вызывающей высокое литостатическое давление и наличии минерализованных растворов. В этих условиях протекают процессы растворения, перекристаллизации, взаимодействия циркулирующих растворов и минералов. В результате происходит *метасоматоз* – процесс замещения одних минералов и горных пород другими. На стадии метагенеза образуются глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кварцитовидные песчаники, мрамор и другие породы, характерные для начальной стадии метаморфизма.

Глава 10. ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНА

Тектоника дна океана в качестве самостоятельного научного направления появилась сравнительно недавно, в середине XX века. К этому времени был накоплен огромный фактический материал по изучению рельефа дна, структуры земной коры, магнитного, гравитационного и теплового полей дна океана, позволивший обосновать стройную непротиворечивую теорию тектонического развития океанского дна – *тектонику литосферных плит*. Эта теория не только возродила на новом уровне представления Альфреда Вегенера о дрейфе материков, обосновав механизмы крупных горизонтальных перемещений, но и смогла объяснить происхождение и развитие тектонических структур на континентах, что позволило ей претендовать на роль глобальной геотектонической концепции.

10.1. Структура океанской земной коры

Важнейшим результатом сейсмических исследований середины XX века было выявление двух типов земной коры: континентальной и океанской. Океанская земная кора оказалась гораздо тоньше континентальной. Ее средняя мощность составляла всего около 6-7 км. Ниже (в табл.10.1 и на рис.10.1) приведены сведения о мощности, составе и физических свойствах отдельных слоев, слагающих океанскую земную кору.

Таблица 10.1

Структура океанской земной коры

Название	Состав	Мощность, км	Скорость продольных волн, км/с	Плотность г/см ³
Слой 1	Пелагические осадки	0 – 0.5	1.6 – 2.5	1.8 – 2.3
Слой 2А	Пиллоу лавы и массивные потоки базальтов	0.5	4.0 – 5.0	2.3 – 2.7
Слой 2В	Дайки базальтов	1.5	5.0 – 6.2	
Слой 3	Габбро	4.5 – 5.0	6.0 – 7.3	2.8 – 3.1
Верхняя мантия	Перидотиты	-	7.9 – 8.2	3.2 – 3.5

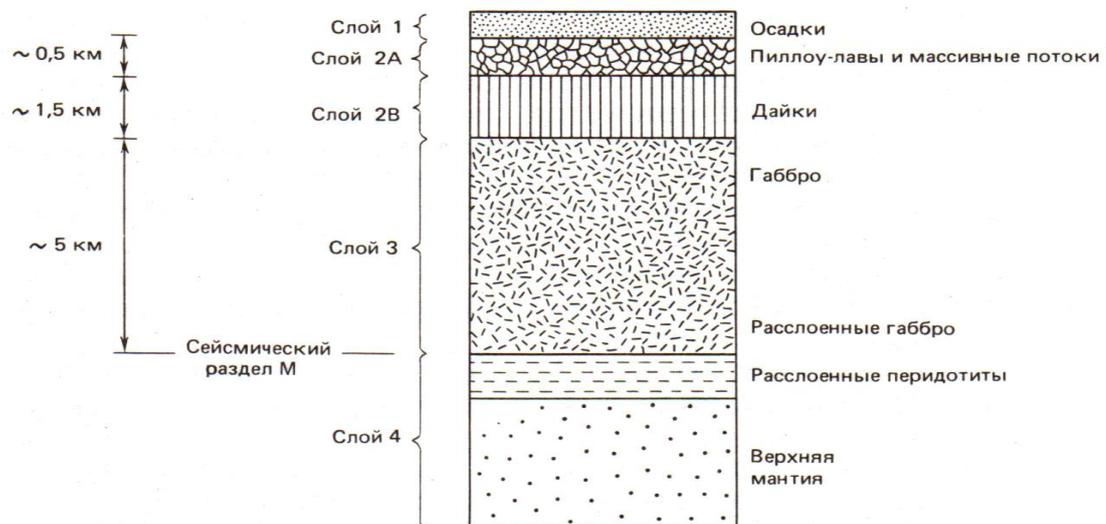


Рис.10.1. Строение океанской земной коры.

Первый слой океанской земной коры сложен осадками. Его мощность, как правило, невелика. В осевых зонах срединно-океанских хребтов осадки практически отсутствуют, за исключением тонкого слоя полигенных осадков и металлоносных глин. Лишь на некотором удалении от них появляются отложения органогенных, в основном карбонатных илов. По мере удаления от осевых зон срединно-океанских хребтов мощность осадков постепенно возрастает и с приближением к окраинам континентов достигает первых сотен метров в районе активных континентальных окраин, и нескольких километров у пассивных окраин континентов. На большей части Мирового океана мощность осадков заключена в пределах 0 – 500 м. Состав осадков зависит от географической широты и глубины океана, а также от удаленности от источников терригенного сноса, и может меняться от полигенных, накапливающихся со скоростями 0.1 – 1 мм за 1000 лет, до терригенных, со скоростями накопления до 100 – 1000 мм и более за 1000 лет. Скорость продольных сейсмических волн в первом океанском слое в зависимости от его мощности колеблется в пределах 1.6 – 2.5 км/с, а плотность – в пределах 1.8 – 2.3 г/см³.

Второй слой океанской земной коры сложен базальтами. Различают верхнюю часть второго океанского слоя (слой 2А) и его нижнюю часть (слой 2В). Слой 2А имеет среднюю мощность порядка 0.5 км и сложен эффузивными породами основного состава, которые представлены массивными потоками базальтовых лав, скоплениями подушечных (шаровых) лав и пиллоулавами. Породы слоя 2А подстилаются гипабиссальными базальтами «дайкового комплекса» (долеритами), слагающими слой 2В. Этот слой имеет среднюю мощность около 1.5 км. Скорость продольных сейсмических волн в слое 2А обычно составляет 4 – 5 км/с.; в слое 2В она несколько выше – 5.0 – 6.2 км/с. Плотность пород второго океанского слоя заключена в пределах 2.3 – 2.7 г/см³. Под подводными вулканическими хребтами и поднятиями мощность второго слоя может возрастать до нескольких километров.

Третий слой океанской земной коры сложен магматическими породами основного состава – габбро. Его мощность обычно составляет 4.5 – 5 км, скорость продольных сейсмических волн в породах этого слоя – 6.0 – 7.2 км/с, плотность пород – 2.8 – 3.1 г/см³.

Подшва третьего океанского слоя соответствует границе Мохоровичича, являющейся подошвой земной коры. Ниже залегают ультраосновные породы верхней мантии (перидотиты), входящие в состав океанской литосферы. Граница Мохоровичича была выделена по сейсмологическим данным, как граница резкого увеличения скорости продольных сейсмических волн до значений 7.9 – 8.2 км/с. Ниже этой границы происходит также увеличение плотности до 3.2 – 3.5 г/см³.

10.2. Литосферные плиты

В реологических моделях Земли две верхние ее оболочки представлены литосферой и астеносферой, значительно различающихся по жесткости (вязкости). Как уже отмечалось в гл.3, литосфера включает в себя земную кору и часть верхней мантии и отличается исключительно высокими значениями жесткости, порядка 10^{23} - 10^{24} П. Жесткость пород верхней мантии контролируется условиями давлений и температур. С увеличением глубины температура возрастает. При достижении температур, вызывающих частичное плавление пород верхней мантии, их жесткость падает на несколько порядков, до 10^{19} - 10^{20} П, и они переходят в состояние, соответствующее понятию астеносфера. Таким образом, глубина залегания подошвы океанской литосферы контролируется изотермой частичного плавления пород верхней мантии, которая близка к 1200 °С.

Под осевыми зонами срединно-океанских хребтов мощность литосферы невелика, не более 10 -15 км. По мере удаления от срединно-океанского хребта температура литосферы понижается, и изотерма частичного плавления пород верхней мантии опускается вниз, т.е. мощность океанской литосферы, ее плотность и глубина залегания ее кровли (глубина океана) с возрастом литосферы постепенно увеличиваются. Мощность наиболее древних

Плиты, содержащие в своем составе континенты, менее подвижны по сравнению с плитами с океанической земной корой. При этом отмечается обратная корреляция между площадью континентального блока и подвижностью плиты. Т.е. континентальные блоки за счет своей большой мощности выполняют своеобразную роль «якоря» при движении литосферной плиты по астеносфере.

10.3. Границы литосферных плит

Литосферные плиты постоянно перемещаются относительно друг друга по своим границам. В зависимости от характера относительного движения, различают три типа таких границ:

1. *Дивергентные (конструктивные)* границы, по которым происходит раздвижение литосферных плит в противоположных направлениях с одновременным формированием в зоне раздвиг молодой литосферы и океанской земной коры. Процесс разрастания океанского дна за счет новообразования океанской земной коры на конструктивных границах литосферных плит называется *спредингом*.
2. *Трансформные* границы, по которым происходит относительное скольжение (сдвиг) граничащих литосферных плит. При этом скольжение может сопровождаться компонентами сжатия или растяжения.
3. *Конвергентные (деструктивные)* границы литосферных плит, на которых происходит схождение литосферных плит с поддвигом (*субдукцией*) более тяжелой плиты под более легкую, или *коллизионное* взаимодействие сходящихся плит с деформациями краевых частей и формированием горных сооружений.

Дивергентные границы литосферных плит соответствуют осевым зонам срединно-океанских хребтов или континентальным рифтовым зонам. Предположение о формировании земной коры в срединно-океанских хребтах при их раздвиге, подъеме и кристаллизации базальтовой магмы высказывал А. Холмс еще в 30-х и 40-х годах XX века, уподобив расходящуюся от активной зоны океанскую кору бесконечным лентам транспортера. Эта идея получила дальнейшее развитие после того, как Г. Хесс (1960) положил ее в основу представлений об эволюции океанов. Р. Дитц (1961) ввел термин *спрединг морского дна*.

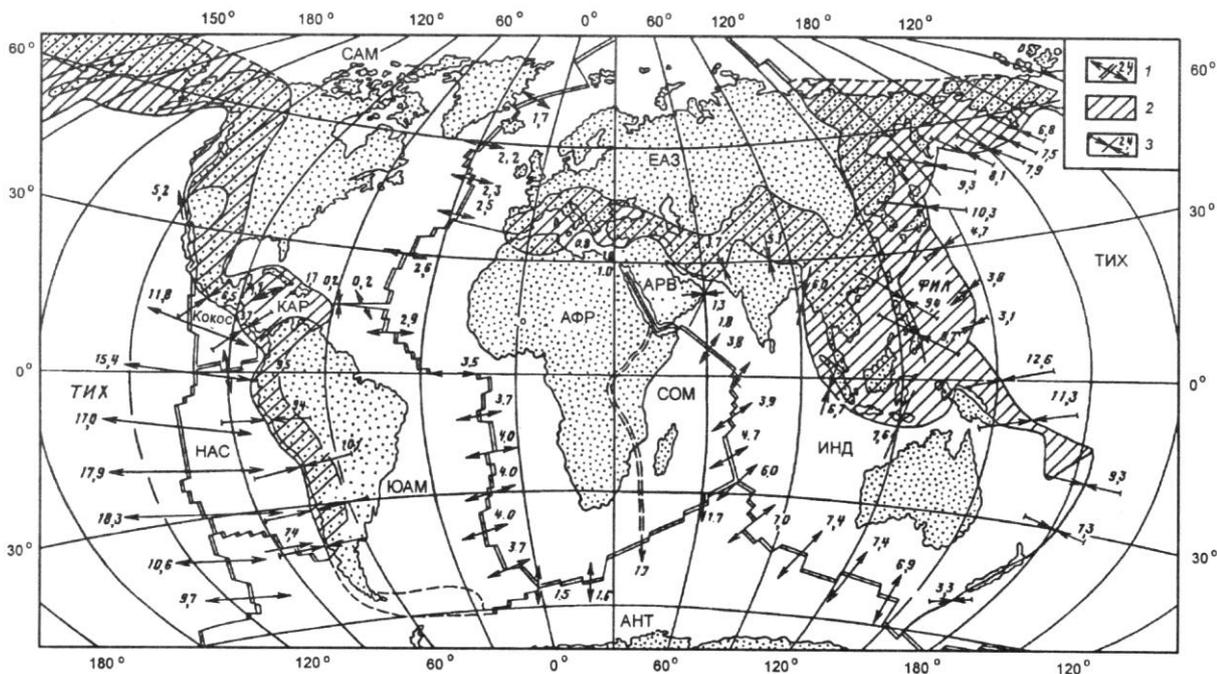


Рис.10.3. Относительные движения литосферных плит и распределение скоростей спрединга (см/год) в срединно-океанских хребтах (Кеннет, 1987): 1 – дивергентные и трансформные границы плит; 2 – планетарные пояса сжатия; 3 – конвергентные границы плит.

Срединно-океанские хребты (СОХ) различаются скоростями спрединга (рис.10.3). Наибольшими скоростями спрединга отличается Восточно-Тихоокеанское поднятие (порядка 18 см/год). В Срединно-Атлантическом хребте величина спрединга заметно меньше, порядка 2.5 см/год в северной части хребта и до 4 см/год в его южной части.

Характерной чертой осевых зон СОХ является их резкие смещения по ортогональным зонам – зонам трансформных разломов. Схема такого смещения показана на рис.10.4. В результате между разделенными осевыми зонами образуется *трансформная (сдвиговая) граница плит*, а за пределами осевых зон – тектонический шов, разделяющий разновозрастные блоки океанской литосферы и, поэтому, выраженный в рельефе дна уступом. Высота этого уступа максимальна вблизи осевой зоны хребта и постепенно уменьшается по мере удаления от нее.

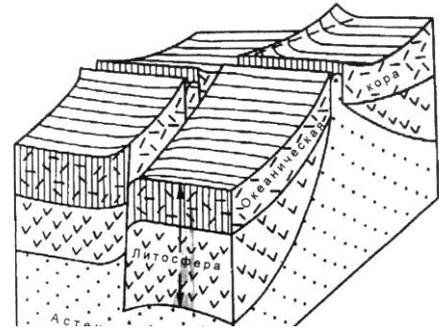


Рис.10.4. Схема смещения осевой зоны СОХ по трансформному разлому.

Трансформные границы, смещающие осевые зоны срединно-океанских хребтов, получили название границы типа хребет-хребет. Но разнообразие трансформных границ литосферных плит этим не исчерпывается. Дж. Уилсон в 1965 г. выделил 6 главных типов трансформных границ литосферных плит (рис.10.5), реально существующих в настоящее время. Кроме упоминавшейся выше границы типа хребет-хребет, трансформная граница плит может соединять срединно-океанические хребты с двумя различными типами конвергентных границ, а также соединять друг с другом конвергентные границы плит в трех различных вариантах.

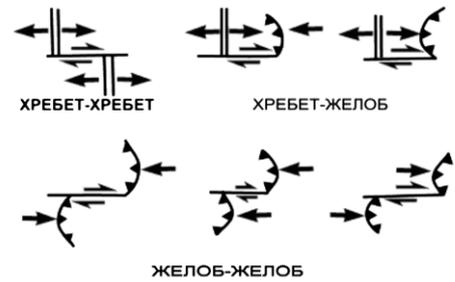


Рис.10.5. Главные типы трансформных разломов (по Уилсону).

Особый интерес представляют *тройные сочленения*, где сходятся три границы литосферных плит, причем эти границы могут быть разного рода – оси спрединга (СОХ), зоны субдукции (глубоководные желоба), трансформные разломы. Некоторые примеры таких комбинаций приведены на рис. 10.6. Наиболее распространено сочленение трех осей спрединга, которое, например, можно наблюдать на юге Атлантики и в центре Индийского океана (на западном и восточном окончаниях Западно-Индийского хребта, см. рис.10.2).



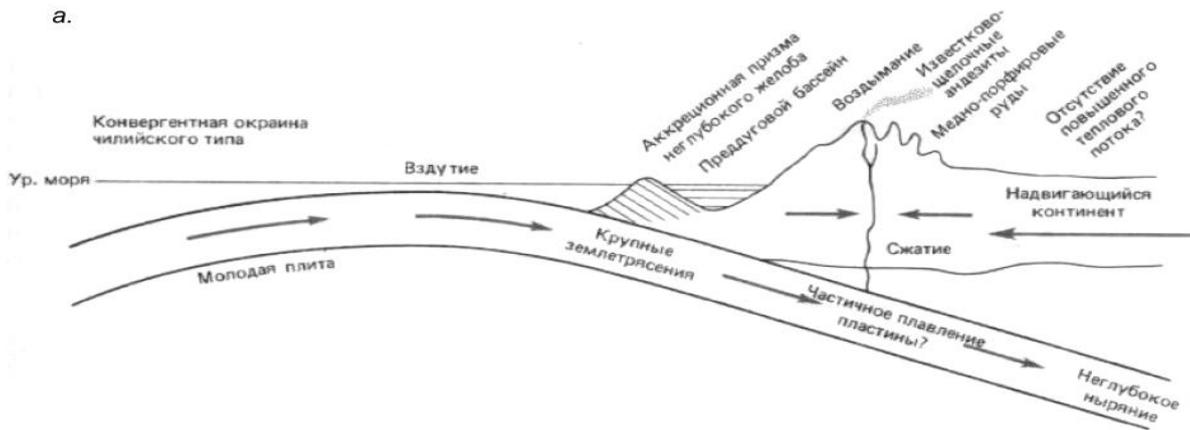
Рис.10.6. Различные варианты тройного сочленения границ литосферных плит (по Мак-Элхину).

Конвергентные границы литосферных плит представлены *зонами субдукции* (зонами поглощения литосферных плит), которые отмечены на поверхности Земли глубоководными желобами и вулканическими дугами, а также *зонами коллизионного взаимодействия* литосферных плит, выраженных системами горных хребтов.

Зоны субдукции наиболее широко распространены по периферии Тихого океана, охватывая его почти сплошным «огненным» кольцом. Но имеют место также в северо-восточной части Индийского океана (Зондский желоб), на юге Атлантики (Южно-Сандвичев желоб) и в Карибском регионе (желоб Пуэрто-Рико). Субдукция – наиболее сложный тип взаимодействия литосферных плит. В зависимости от возраста погружающейся литосферы, взаимодействие плит может носить различный геодинамический режим: активной континентальной окраины или островной дуги.

Геодинамический режим активной континентальной окраины (или окраины чилийского типа) характерен для зон субдукции, в которых поглощается литосфера сравнительно молодого (неоген-четвертичного) возраста. Такие зоны субдукции характеризуются пологим погружением субдуцируемой плиты под континент (порядка 30°), значительным удалением вулканической дуги от оси глубоководного желоба, обстановкой горизонтального сжатия вкрест зоны субдукции, приводящей к росту горных хребтов тектономагматической природы (типа Анд), отсутствием бассейнов растяжения в тыловой зоне и наличием мощных аккреционных призм в преддуговых бассейнах (рис.10.7а). Примерами таких зон субдукции являются Перуанско-Чилийский желоб и восточная часть Алеутского желоба.

а.



б.

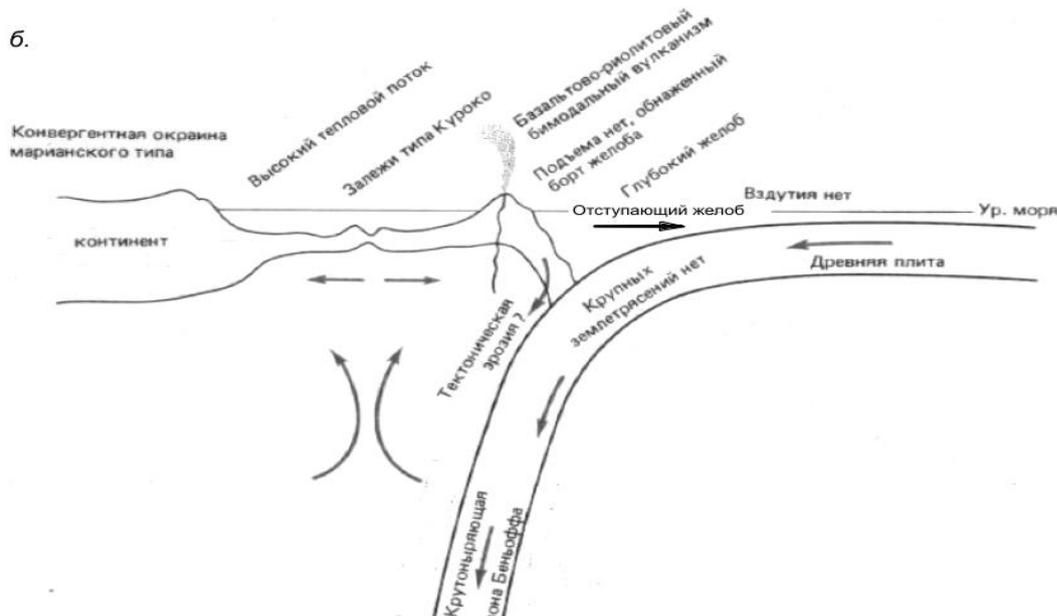


Рис.10.7. Геодинамические режимы взаимодействия литосферных плит в зонах субдукции:

- а – геодинамический режим активной континентальной окраины;
- б - геодинамический режим островной дуги.

Геодинамический режим островных дуг характерен для зон субдукции, в которых поглощается древняя холодная океанская литосфера, обычно мезозойского возраста. Молнар и Атуотер (*Molnar, Atwater, 1978*) показали, что субдукция океанской литосферы с возрастом более 50 млн. лет сопровождается деструктивными процессами в тылу островных дуг, т.е. формированием бассейнов растяжения в тыловой зоне, их разрастанием, и выдвиганием островодужных блоков вместе с зоной субдукции в сторону океана. Такая литосфера имеет повышенную плотность и мощность порядка 100 и более километров. Она по плотности превышает подстилающую астеносферу и погружается в нее под действием собственного веса. При этом литосферная флексура в месте изгиба океанской плиты постепенно смещается в сторону

океана, увлекая за собой прилегающие структуры островной дуги и формируя в ее тылу зону растяжения – задуговой бассейн. В таких зонах субдукции отмечаются большие углы наклона субдуцируемой плиты (более $55-60^\circ$), сравнительно небольшое расстояние от вулканической дуги до оси глубоководного желоба, отсутствие или незначительная мощность аккреционных комплексов в преддуговом бассейне и формирование задуговых бассейнов растяжения с субокеаническим строением земной коры (глубоководных котловин окраинных морей) в тылу островных дуг. При этом отмечается корреляция ширины задуговых бассейнов растяжения с возрастом погружающейся литосферной плиты, что отчетливо прослеживается на западной окраине Тихого океана. Так, на Камчатке, под которую погружается океанская плита верхнемелового возраста, обстановка растяжения отражается лишь в наличии заполненных осадками прогибов на ее территории и в прилегающей акватории Охотского моря (Голыгинский прогиб). Южнее, в районе Курил, субдуцируемая плита становится несколько древнее, и в тылу южной части Курильской островной дуги уже прослеживается глубоководная Курильская котловина с субокеаническим строением земной коры. Далее на юг, в районе Японского желоба, в который погружается плита нижнемелового возраста, задуговой бассейн представлен достаточно широкой глубоководной котловиной Японского моря. И, наконец, в районе Марианского желоба, в который под углом порядка 70° погружается океанская литосфера верхнеюрского возраста, в тылу Марианской дуги образовался огромный глубоководный бассейн Филиппинского моря с океанической структурой земной коры.

Субдукция океанской плиты под континентальные окраины сопровождается «соскабливанием» с поверхности океанской плиты осадочного слоя и части второго океанского слоя с формированием в основании континентального подножия сложнопостроенного тектонического сооружения – аккреционной призмы. При этом осадочные слои сминаются в складки, смещаются пологими разрывами, наклонёнными в направлении субдукции. Происходит последовательное пододвигание все новых клиньев осадочного материала, которые подпирают и приподнимают более древнюю часть призмы. Поэтому вверх по склону желоба и далее наклон слоев и надвиговых поверхностей становится круче, появляются все более древние элементы аккреционной призмы (рис.10.8). Одновременно на поверхности призмы формируются отложения терригенного материала, обильно выносимого мутьевыми потоками по каньонам континентальной окраины. В результате образуется, и все увеличивается в размерах аккреционная призма, имеющая сложную изоклинально-чешуйчатую внутреннюю структуру и наращивающая континентальную окраину или островную дугу. Поднятие аккреционной призмы по мере разрастания превращает ее в подводный уступ или невулканическую внешнюю дугу, отделяющую преддуговой прогиб от глубоководного желоба.

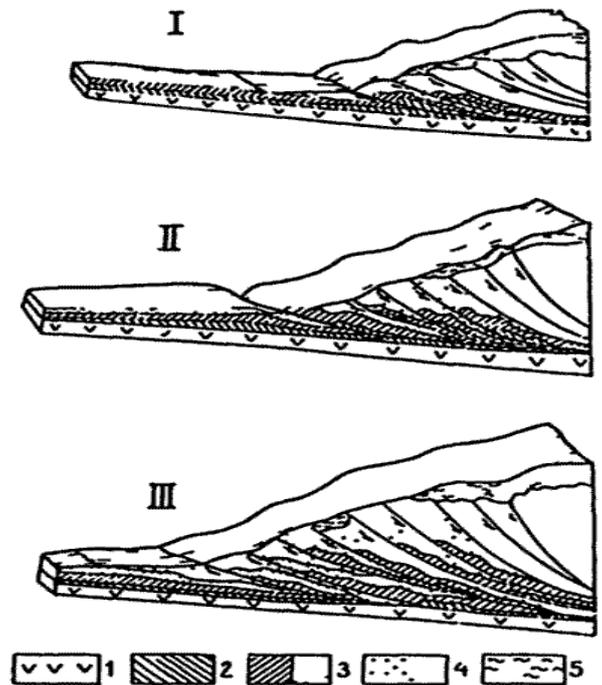


Рис.10.8. Последовательные стадии аккреции (I – III) на активной континентальной окраине (Сили и др., 1978).

1 – базальтовая кора; 2 – пелагические илы; 3 – дистальные турбидиты; 4 – песчаные турбидиты; 5 – отложения континентального склона.

Коллизионное взаимодействие литосферных плит происходит в результате постепенного сближения и последующего «столкновения» двух участков плит с земной корой конти-

нентального типа, которое становится неизбежным при полном поглощении в зоне субдукции участка литосферной плиты с океанской корой, т.е. при «закрытии» океана. Относительно легкие сиалические породы континентальной коры не погружаются в мантию, а вступают в активное механическое взаимодействие. Интенсивное сжатие порождает сложные структуры и горообразование. При этом проявляется внутренняя тектоническая расслоенность литосферы, она делится на пластины, которые испытывают горизонтальное смещение и дисгармоничные деформации. В условиях тектонического сжатия и утолщения континентальной коры в ней образуются очаги гранитной магмы.

Коллизионное взаимодействие литосферных плит и связанные с ним движения и деформации проявляются в настоящее время в Альпийско-Гималайском поясе, протягивающемся в субширотном направлении от Атлантического океана до Тихого. При этом движения и деформации максимальны на тех отрезках Альпийско-Гималайского пояса, где южной окраине Евразии противостоят выступы континентальных плит Индостана и Аравии, а также активно смещающаяся на север Адриатическая микроплита.

10.4. Сейсмичность на границах литосферных плит

Все три типа границ литосферных плит проявляют высокую сейсмическую активность, являющуюся следствием их современной тектонической активности. Наглядное представление о сейсмической активности границ литосферных плит дает схема эпицентров землетрясений, составленная М. Баразаиги и Дж. Дорманом в 1969 г. (рис.10.9). Из схемы видно, что различные типы границ литосферных плит отличаются по характеру сейсмичности: по количеству землетрясений и их глубине.

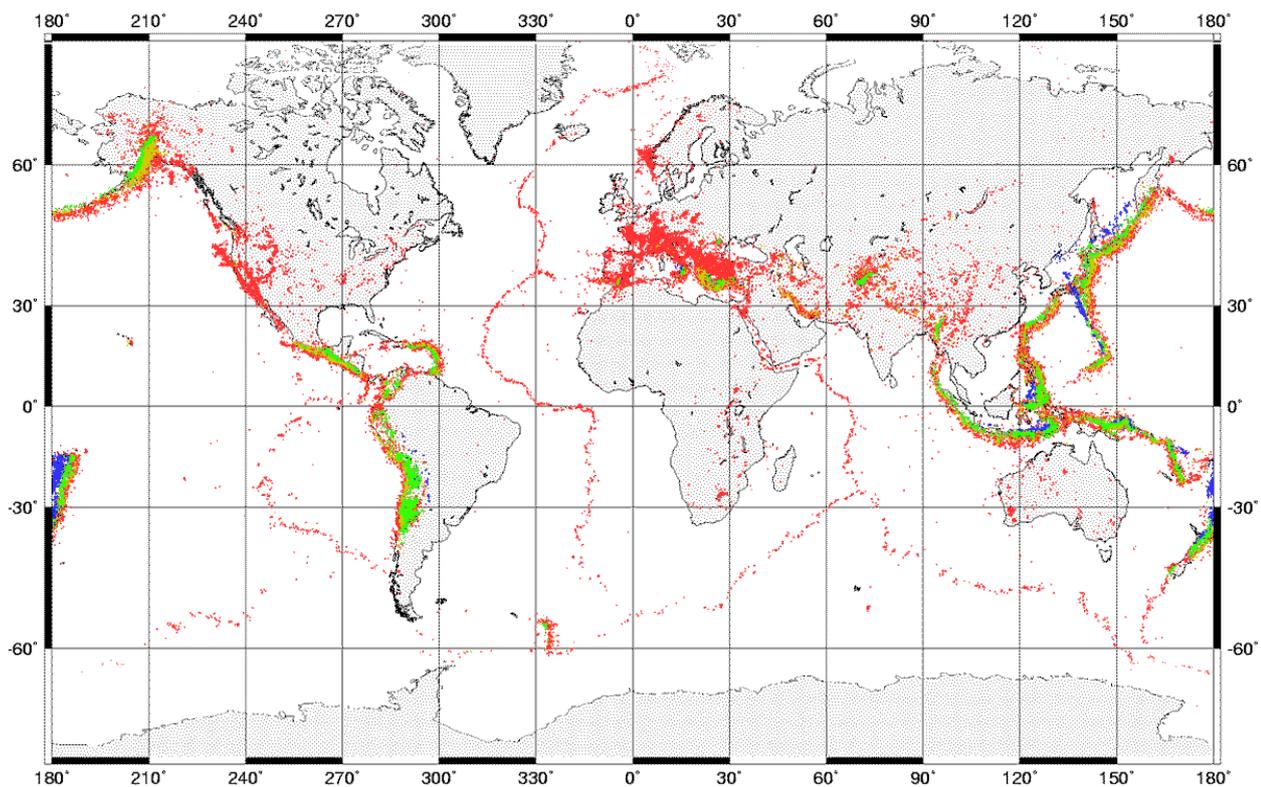


Рис.10.9. Схема распределения землетрясений на поверхности Земли (Barazangi, Dorman, 1969).

Цветом выделены землетрясения с различными глубинами гипоцентров: мелкофокусные (красным), промежуточные (зеленым) и глубокие (синим).

Дивергентные и трансформные границы литосферных плит характеризуются исключительно мелкофокусными землетрясениями, с глубиной гипоцентров до 50 – 70 км, реже – до 100 км. При этом механизмы землетрясений на дивергентных границах указывают на обстановку горизонтального растяжения ортогонального к дивергентной границе, а на трансформных границах – на сдвиги (правосторонние или левосторонние) вдоль границы.

Сейсмичность на конвергентных границах литосферных плит (в зонах субдукции и коллизионного взаимодействия) отличается от сейсмичности на дивергентных и трансформных границах. Главное отличие состоит в проявлении на конвергентных границах сейсмичности на промежуточных (100 – 300 км) и больших (до 700 км) глубинах.

К зонам субдукции приурочены падающие под континент или островную дугу зоны повышенной сейсмичности – сейсмофокальные зоны, получившие название зон Вадати-Заварицкого-Беньофа, по имени исследователей, впервые выделивших эти зоны. Сейсмофокальные зоны трассируют положение погружающейся под континент или островную дугу литосферной плиты. На рис.10.10 представлен разрез сейсмофокальной зоны в районе юга Камчатки. Римскими цифрами на этом рисунке выделены основные элементы этой сейсмофокальной зоны.

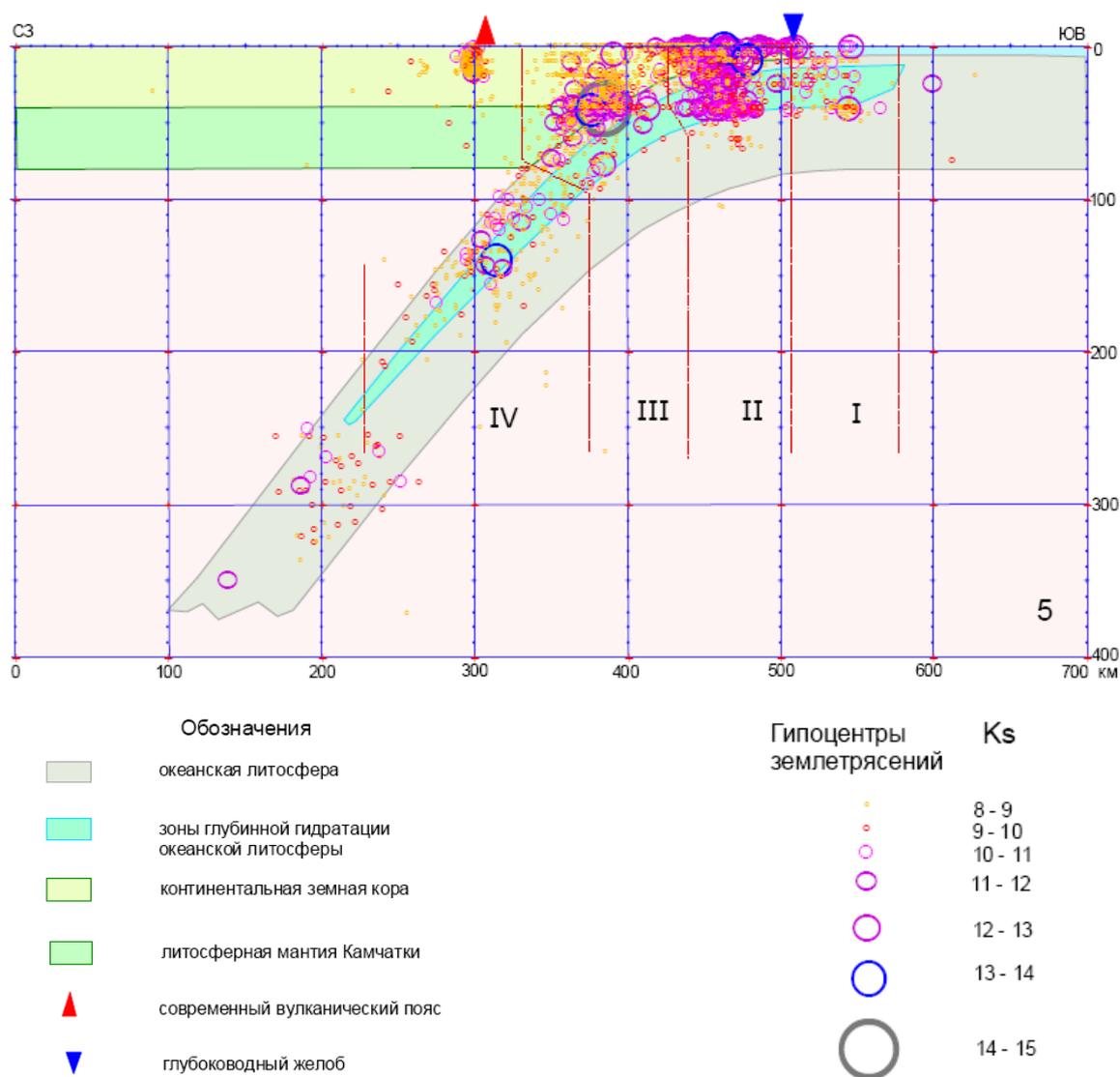


Рис.10.10. Разрез сейсмофокальной зоны юга Камчатки.

Показаны гипоцентры землетрясений за 1962 – 2001 гг. с энергетическим классом K_s с 8 по 15 в полосе шириной около 50 км, ориентированной вкост Курило-Камчатского желоба в районе вулканов Мутновский и Горелый.

Внешняя (I) зона сейсмической активности расположена в районе глубоководного желоба и его океанического склона. Механизмы очагов землетрясений этой зоны свидетельствуют об обстановке горизонтального растяжения вкост желоба, что соответствует представлениям об изгибе литосферной плиты перед ее погружением в зону субдукции.

Центральная сейсмоактивная зона (II) приурочена к материковому борту глубоководного желоба и континентальному склону Восточной Камчатки. На этом участке зоны субдукции в результате динамического взаимодействия нависающей и погружающейся литосферных плит происходит их частичное разрушение с формированием аккреционных комплексов. Как и в предыдущей, внешней зоне, основная часть гипоцентров расположена в «хрупкой» части литосферы, т.е. не глубже 40 – 50 км.

Внутренняя сейсмоактивная зона (III) охватывает верхнюю часть континентального склона. По числу землетрясений она наиболее представительна. Наибольшая концентрация землетрясений в этой зоне наблюдается до глубин порядка 50-70 км. В этой зоне характер взаимодействия нависающей и погружающейся литосферных плит меняется от пологого погружения в сторону «лобового» столкновения, что ведет к резкому увеличению сил сцепления и росту касательных напряжений между взаимодействующими плитами. Именно в этой зоне чаще всего происходят сильнейшие землетрясения.

Сейсмоактивная зона (IV) охватывает наклонный сейсмофокальный слой в пределах погружающейся литосферной плиты в диапазоне глубин от 70-80 до 200 км. В этом диапазоне глубин отчетливо выражена «клинообразная» форма сейсмофокального слоя – признак его «двойной структуры», который связывается с процессами дегидратации зоны регионального метаморфизма (серпентинитового слоя) в погружающейся плите, сформированного непосредственно перед ее погружением.

Механизмы землетрясений в зонах II – IV указывают на обстановку горизонтального сжатия по направлению субдукции.

Очаги землетрясений в зонах субдукции распределены по глубине неравномерно. Подавляющая часть сейсмической энергии (более 80%) выделяется в верхней части литосферы (до глубин 40-50 км), где по условиям температур и давлений возможно хрупкое разрушение горных пород.

Промежуточные и глубокие землетрясения сейсмофокальных зон не связаны с хрупким разрушением горных пород. На промежуточных глубинах (100 – 300 км) землетрясения возникают, по-видимому, за счет разрядки упругих напряжений при «проскальзывании» граничащих литосферных блоков в условиях двухфазной среды (при наличии водного флюида или магматического расплава). Клинообразная форма сейсмофокального слоя в диапазоне глубин 100-200 км указывает на возможность присутствия в этом диапазоне глубин водного флюида, выделяющегося при дегидратации серпентинитового слоя в условиях высоких температур (рис.10.11).

Серпентинитовый слой может образовываться непосредственно перед зоной субдукции. При изгибе литосферной плиты ее верхняя часть за счет образования раздвигов и зон трещиноватости становится водопроницаемой, включая верхние горизонты литосферной мантии. При контакте морских вод с горячими ультраосновными породами верхней мантии с температурами выше 250-300 °С оливин превращается в водосодержащий минерал серпентин, который в процессе погружения литосферной плиты при достижении температур порядка 600-650 °С переходит обратно в оливин с выделением свободного водного флюида. Дополнительным источником водного флюида на промежуточных глубинах является дегидратация под воздействием высоких температур водосодержащих минералов, в том числе и серпентина, содержащихся в породах второго и третьего океанских слоев. Появление водного флюида на глубинах 100-200 км не только способствует разрядке напряжений в виде землетрясений. В присутствии воды резко снижается температура плавления мантийных пород, и образуются магматические очаги, над которыми, в свою очередь, возникают вулканы.

Глубокие землетрясения (происходящие на глубинах 300-700 км), вероятнее всего, обусловлены фазовыми переходами минералов в погружающейся литосферной плите в условиях все возрастающих по мере ее погружения давлений и температур.

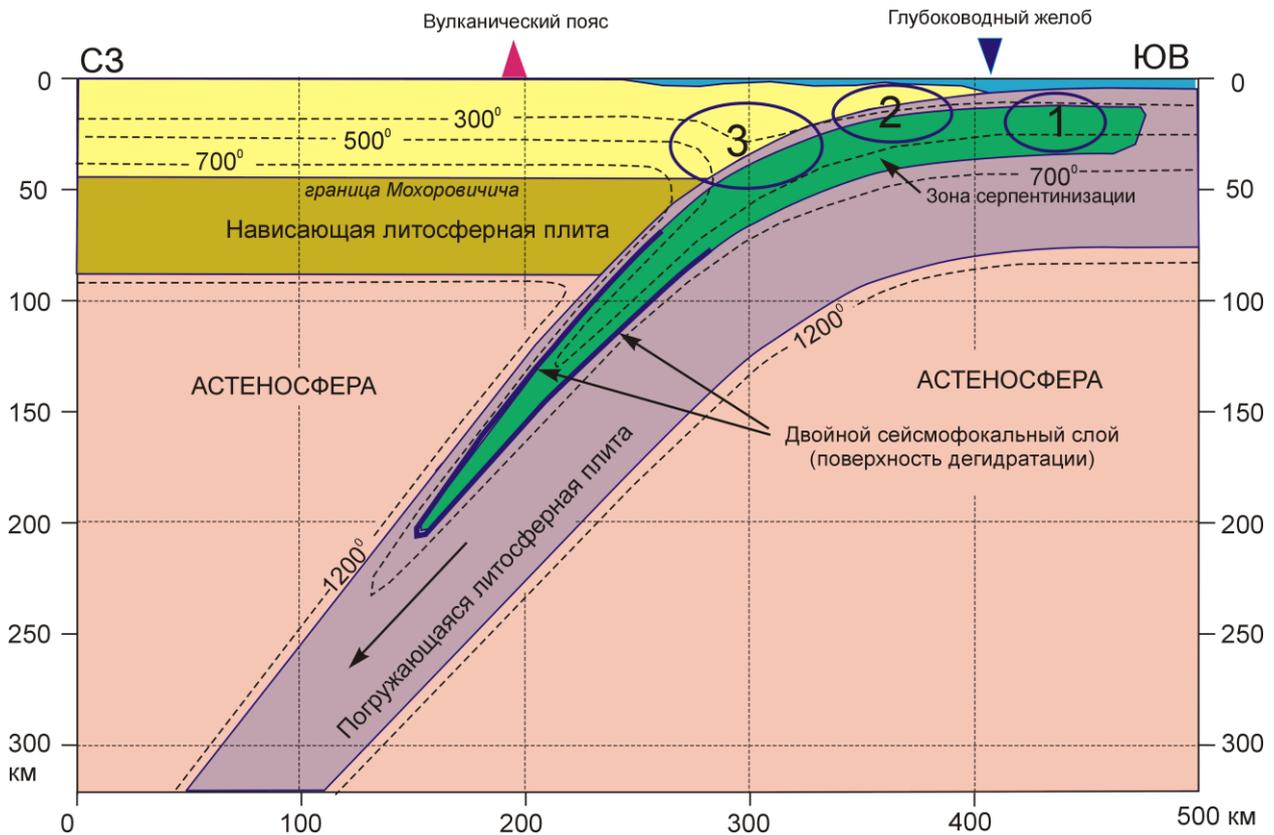


Рис. 10.11. Принципиальная схема Камчатской зоны субдукции (Селиверстов, 2009).

Указано положение зон повышенной сейсмической активности: внешней (1), центральной (2) и внутренней (3).

Образующиеся при таких переходах минералы обладают более плотной упаковкой атомов в кристаллах и, соответственно, большей плотностью. Поэтому их образование сопровождается некоторым сокращением объема пород погружающейся литосферной плиты. Так, на глубинах 350-400 км происходит фазовый переход оливин – β -фаза оливина, на глубинах 500-650 км – фазовый переход β -фаза оливина – шпинель – постшпинель. В широком диапазоне глубин (200-550 км), в зависимости от содержания окиси алюминия, проходят фазовые минеральные переходы плагиоклаза с образованием гранатов. Предполагается, что изменение P-T условий приводит к появлению метастабильных минеральных фаз, а их превращение в стабильные модификации может происходить лавинообразно за достаточно короткое время в значительном объеме пород, что и порождает сейсмические явления на больших глубинах.

10.5. Кинематика и механизмы движения литосферных плит

Тектоника литосферных плит рассматривает движение отдельных частей литосферы не на плоскости, а на сфере. Основные положения кинематики движения литосферных плит на сферической поверхности были разработаны У. Морганом и Ле Пишоном в 1968 г. Они обнаружили, что тектонические швы современных и древних трансформных разломов можно совместить с дугами малых окружностей относительного вращения между двумя плитами вокруг полюса вращения. Положение полюсов устанавливается путем нахождения точки пересечения больших кругов, перпендикулярных трансформным разломам.

Если две плиты на поверхности земного шара расходятся в обе стороны от срединно-океанского хребта, то их относительное движение, согласно теореме Эйлера, представляет собой вращение вокруг точки, называемой *полюсом вращения*. Это единственная точка, остающаяся неподвижной по отношению к обеим плитам. *Ось вращения* называется прямой, перпендикулярная земной поверхности, проходящая через полюс вращения и центр Земли. Любое относительное перемещение двух жестких плит на поверхности Земли описывается географическими координатами полюса вращения и углом поворота плит.

ты вокруг оси вращения. Относительное движение двух плит определяется угловой скоростью, которая не зависит от расстояния до полюса вращения. Для определения относительного движения двух плит достаточно установить параметры движения в двух точках на границе между ними.

На рис.10.12 приведен пример движения трех жестких плит на поверхности сферы. Показана ось относительного вращения между плитами В и С. Линейная скорость движения соседних блоков возрастает по мере удаления от полюса и приближения к большому кругу (экватору) вращения. Различия относительного движения реализуются вдоль трансформных разломов. При повороте плиты В на угол ω к плитам А и В симметрично добавляются в осевой зоне раздвигания новые площади. Такая же площадь плиты В уничтожается в результате субдукции под плиту С.

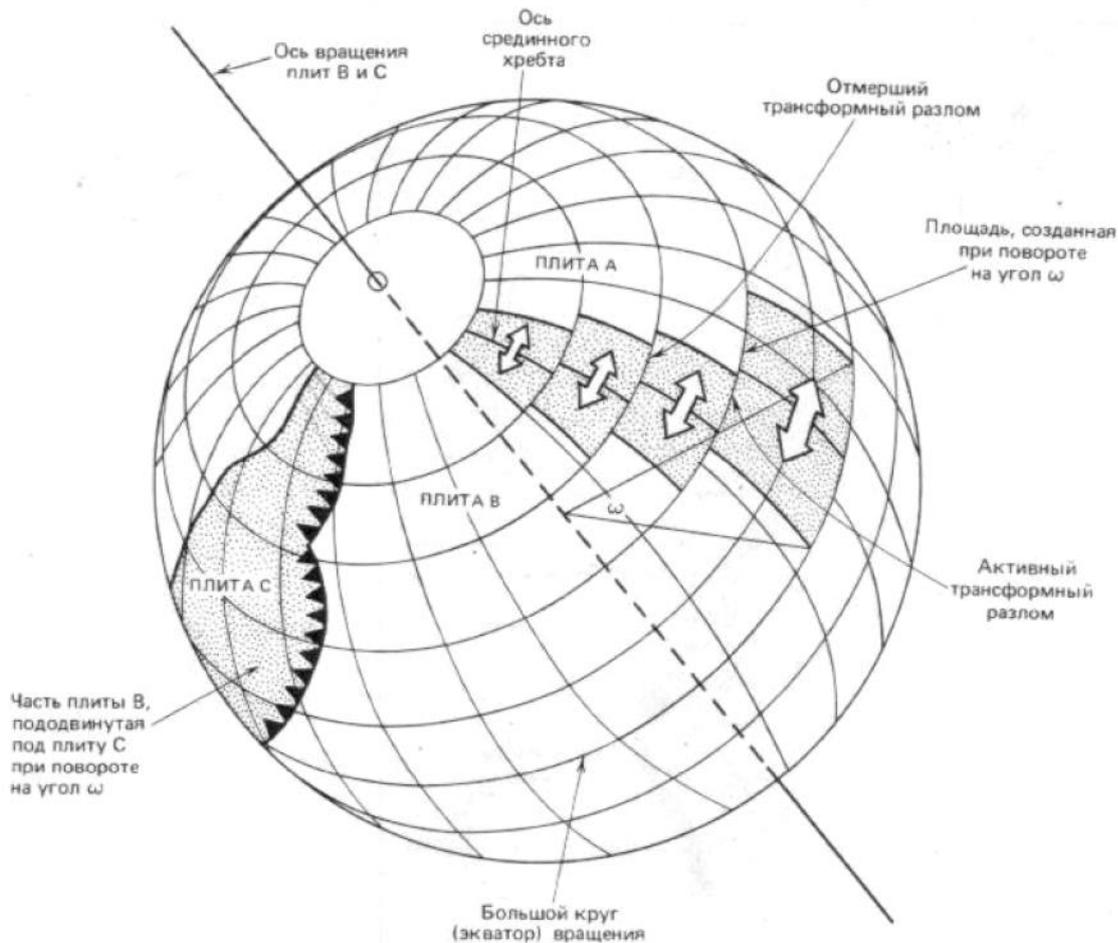


Рис.10.12. Схема движения трех жестких плит по поверхности сферы (Dewey, 1972).

Полюсы вращения наиболее крупных плит находятся, как правило, в высоких широтах. Так, полюсы вращения плит в пределах Тихого и Атлантического океанов находятся в районе Гренландии и вблизи Антарктиды южнее Австралии.

Движения всех плит взаимно зависимы, т.е. изменение скорости или направления движения одной из плит отражается на движении других. Плиты могут разворачиваться или двигаться без вращения. В ходе геологической истории движение плит может перестраиваться. К наиболее существенным изменениям в движении плит приводит подход континентального блока к зоне субдукции, т.е. при коллизионном взаимодействии плит. В этом случае относительное движение взаимодействующих плит может либо менять направление, либо вообще прекращаться. В последнем случае плиты спаиваются, образуя единую плиту, а компенсация движения будет осуществляться на других границах плит.

В настоящее время среди геологов и геофизиков не существует разногласий по поводу источника энергии, приводящего в движение литосферные плиты. Таким источником является внутреннее тепло Земли. Динамика литосферных плит определяется конвективной передачей тепла из глубоких недр нашей планеты к ее поверхности. Т.е. образование литосферных плит на дивергентных границах, их движение на поверхности планеты и последующее погружение в ее недра в зонах субдукции является механизмом передачи тепла из глубоких оболочек Земли к ее поверхности.

В процессе этого теплопереноса различают несколько составляющих, называемых движущими силами тектоники плит:

1. Гравитационное сползание литосферных плит со склонов срединно-океанских хребтов, созданных восходящими потоками разогретого мантийного вещества.
2. Движение плиты по наклонной поверхности, созданной клинообразной формой океанской литосферы в процессе ее остывания по мере удаления от срединно-океанского хребта.
3. Гравитационное погружение холодной плотной литосферы в менее плотную верхнюю мантию в зонах субдукции.
4. Термическая конвекция в верхней мантии с восходящими потоками под срединно-океанскими хребтами и нисходящими в зонах субдукции.

По-видимому, каждая из перечисленных составляющих способна вносить свой вклад в движение литосферных плит, однако их соотношение для различных литосферных плит не одинаково. Так, например, в Филиппинском море отсутствует срединно-океанский хребет, но, тем не менее, происходит субдукция Филиппинской плиты под Азиатский континент.

10.6. Магматизм на границах и внутри литосферных плит

В тектонике литосферных плит выделяют 4 типа магматизма, различающихся структурно-тектоническими условиями проявления и составом магм:

1. Магматизм срединно-океанских хребтов (СОХ).
2. Островодужный (субдукционный) магматизм.
3. Магматизм окраинных морей
4. Внутриплитный магматизм (магматизм «горячих точек»).

Магматизм и сопутствующий ему вулканизм срединно-океанских хребтов, формирующий океанскую земную кору, является наиболее масштабным. По подсчетам Шиллинга (1973), около 80% вулканических пород на Земле генерируется в срединно-океанских хребтах. О масштабах явления можно судить по тому, что ежегодно создается 3-3.5 км³ океанской земной коры. Тектономагматические процессы в срединно-океанских хребтах формируют океанскую кору из вещества, выплавляющегося из верхней мантии. Магматические породы срединно-океанских хребтов представлены толеитовыми базальтами нормального типа (N-MORB). Для них характерно низкое содержание подвижных (некогерентных или литофильных) элементов с большим ионным радиусом (K, Na и т.п.) и повышенное содержание элементов группы железа. Изотопно-геохимические особенности этих магматических пород указывают на их образование в результате частичного плавления геохимически истощенной (деплетированной) мантии на сравнительно небольших глубинах.

Подводные извержения в срединно-океанских хребтах обычно происходят на больших глубинах (порядка 2.5-3 км), на которых гидростатическое давление превышает критическое давление воды. Поэтому при контакте раскаленной лавы с морской водой взрывы не происходят и базальтовая жидкая лава, окруженная теплоизолирующей прослойкой вод-

ного флюида, может растекаться по дну на большие расстояния. При этом на морском дне образуются нагромождения массивных лавовых потоков, лавовых труб и подушечных лав, т.е. вулканических пород, соответствующих составу слоя 2А. Ниже этого поверхностного слоя магматические породы застывают медленнее, образуя диабазовый «дайковый» комплекс (слой 2В), и, наконец, базальтовая магма нижней части магматического тела в результате медленного остывания и достаточно полной кристаллизации минералов образует габбро (третий океанский слой земной коры).

Трансформные границы литосферных плит чаще всего представлены сложно построенными сдвиговыми зонами, в которых могут образовываться, в том числе, и структуры растяжения с проявлениями магматизма, сходным с магматизмом СОХ.

Островодужный (или *субдукционный*) тип магматизма характерен для конвергентных границ литосферных плит, прежде всего – для зон субдукции. Еще до разработки тектоники литосферных плит в 1960 г. Котсом было предложено два возможных механизма магнообразования для Алеутской островной дуги, принятых позднее для зон субдукции. В первых – плавление гидратированных пород пододвигаемой океанической коры при достижении зоны высоких температур, во-вторых – образование магмы из пород мантийного клина, вследствие снижения температуры их плавления под воздействием водного флюида, мигрирующего вверх из погружающейся плиты. До настоящего времени в тектонике плит не предложено других, принципиально новых механизмов. В обоих механизмах первостепенная роль в процессе магнообразования отводится водному флюиду, выделяющемуся при дегидратации погружающейся литосферной плиты.

Погружающаяся в зону субдукции литосферная плита доставляет в зону магнообразования не только водный флюид, но и породы вулканогенно-осадочного слоя, богатого литофильными элементами (К, Rb, Sr и др.). При подъеме магмы в результате ее взаимодействия с породами нависающей плиты и процессов дифференциации в магматических очагах, ее состав может меняться в широких пределах: от базальтов до реолитов. Тем не менее, геохимические критерии позволяют уверенно отличить породы островодужного (субдукционного) происхождения от других магматических пород. Чаще всего магматические породы островодужного типа относятся к известково-щелочной серии. В большинстве случаев, они соответствуют известково-щелочным андезито-базальтам или андезитам, поэтому зоны островодужного магматизма часто именуют «андезитовой линией».

Островодужные магмы богаты летучими, прежде всего – водным флюидом. Поэтому извержения вулканов в пределах островных дуг и активных континентальных окраин часто носят катастрофический характер, и сопровождаются мощнейшими взрывами с выбросами пирокластического материала на высоту до 40-50 км. Подводные вулканы островных дуг, вершины которых находятся на глубинах менее 2 км, также способны к извержениям взрывного типа. Но особенно опасны в этом отношении вулканы, вершины которых находятся вблизи поверхности океана. В этом случае взрывное извержение может сопровождаться катастрофическими волнами цунами, как это произошло при извержении Кракатау в 1883г.

Магматизм окраинных морей проявляется в тылу островных дуг, под которые погружается достаточно древняя океанская литосфера. В этом случае конвергентная граница литосферных плит характеризуется геодинамическим режимом островодужного типа, при котором происходит раскрытие бассейнов растяжения в тыловой зоне островодужной системы. Раскрытие бассейнов растяжения сопровождается активизацией тектономагматических процессов с развитием задугового спрединга, подобного спредингу СОХ, т.е. раскрытием структур растяжения, их заполнения магматическим расплавом и формированием земной коры океанского типа.

В отличие от СОХ, магматизм в задуговых бассейнах проявляется в гораздо меньших масштабах, и далеко не всегда развивается до стадии вулканизма. Гораздо чаще образование и развитие задуговых глубоководных котловин сопровождается интрузивным магма-

тизмом: внедрением даек, штоков и других магматических тел в образовавшиеся структуры растяжения. При наличии в задуговом бассейне достаточно мощного осадочного чехла, тектономагматические процессы также приводят к появлению в нем многочисленных структур растяжения – сбросов и микрограбенов, в которых могут формироваться интрузивные тела.

Местоположение магмоподводящих структур в задуговых бассейнах, как правило, непостоянно. Последовательное изменение местоположения этих структур получило название «продвигающийся рифт» или «рассеянный спрединг». Соответственно, картина полосовых магнитных аномалий, возникающих при таком спрединге, далека от идеальной, наблюдаемой над срединно-океанскими хребтами, а идентификация и возрастная привязка таких магнитных аномалий возможна лишь в редких случаях. Магматические породы в зонах задугового спрединга представлены, как правило, базальтами, отличающимися по ряду геохимических характеристик от базальтов СОХ.

Внутриплитный магматизм. Хотя около 90% вулканических пород образуется в зонах дивергенции и конвергенции литосферных плит, значительная их часть формируется на больших удалениях от границ плит. Об этом свидетельствуют многочисленные подводные горы и океанские острова, часто образующие протяженные цепи островов (Гавайские, Лайн, Маршалловы и др., рис.10.13).



Рис.10.13. Линейные вулканические цепи Тихого океана (по Уилсону).

Хотя вулканические острова и подводные вулканические горы есть во всех океанах, особенно много их в Тихом океане. По геологическому возрасту они гораздо моложе подстилающей океанской коры, а их цепи часто параллельны друг другу, причем возраст вулканических гор закономерно возрастает от одного конца горной цепи к другому, а в ряде случаев в начальном звене этой цепи находятся современные действующие вулканы.

Основываясь на геометрических особенностях и биостратиграфических датировках, Дж. Уилсон в 1963 г. предложил механизм, объясняющий указанные выше свойства. Он пред-

положил, что магма для постройки вулканов поступает из относительно неподвижного источника, находящегося в верхней мантии, который он назвал *горячей точкой*. Поскольку источник магмы расположен под литосферной плитой, а плита движется латерально над ним, действующие вулканы со временем удаляются от горячей точки и вулканизм в них затухает (рис.10.14).



Рис.10.14. Формирование цепи вулканических гор (по Уилсону).

В итоге этого процесса создается цепь потухших вулканов, удаляющихся от горячей точки в направлении движения плиты. Следовательно, в этом же направлении увеличивается их возраст. Многочисленные радиоизотопные определения возраста пород на разных островах Гавайской цепи подтверждают эту точку зрения.

Позднее, в 1972 г. Морган развил модель Уилсона. Он предположил, что резкие развороты цепей подводных вулканических гор, в частности, при переходе от Гавайского хребта к Императорским горам, обусловлены изменением направления движения Тихоокеанской плиты по отношению к подстилающей мантии. Морган также считал, что вулканизм в горячих точках питается магмой из мантийных струй, диаметром несколько сот километров, поднимающихся из глубин нижней мантии.

В океанах и на континентах выявлены десятки горячих точек (рис.10.15). Продолжительность жизни каждой из них варьирует от десятков до 100 млн. лет.

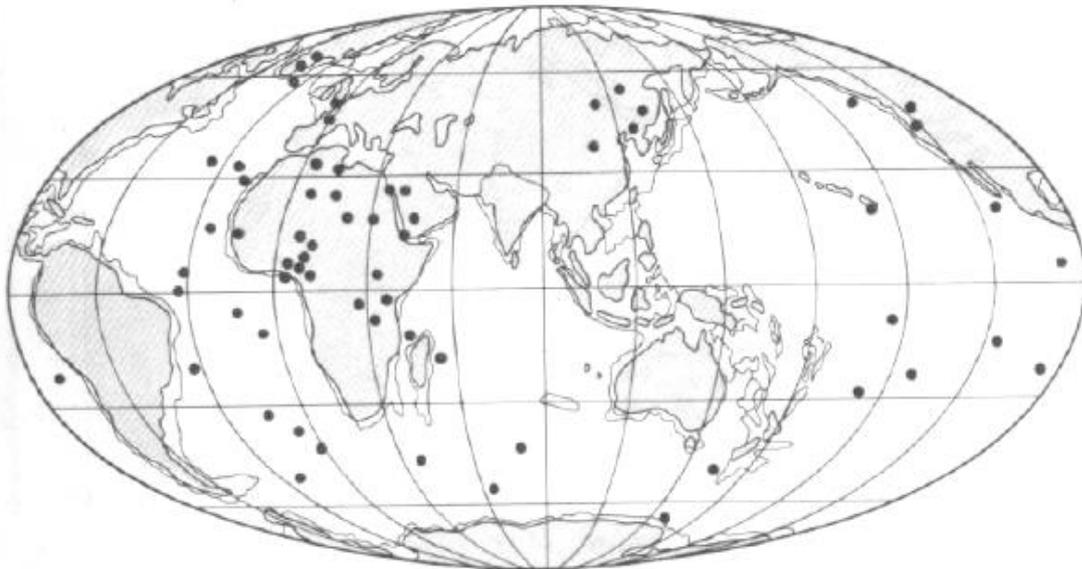


Рис.10.15. Расположение предполагаемых горячих точек, связанных с глубинными мантийными струями (Ле Пшон и др., 1977).

Если горячая точка расположена на активном срединно-океанском хребте, как в случае Исландии, то цепи вулканических островов или гор вытягиваются на обеих сторонах от оси спрединга, двигаясь вместе с раздвигающимися плитами.

Механизм горячей точки объясняет происхождение многих вулканических цепей. К ним относятся острова Гавайские, Маршалловы, Общества, Маркизские, Галапагос в Тихом океане; Исландия, Тристан-да-Кунья и Буве в Атлантическом океане; острова Принс-Эдуард – Марион и Сен-Поль – Амстердам в Индийском океане.

Продуцирование магмы горячими точками, по оценкам Шиллинга, составляет около 10% от наращивания океанской коры в зонах спрединга. Состав магм в горячих точках представлен геохимически обогащенными щелочными базальтами (типа P-MORB), что связывается с подъемом мантийных струй, несущих вещество из неистощенных низов мантии.

Гавайские острова и Императорские подводные горы являют собой классический пример изменения возраста вдоль линейной горной цепи. Гавайская цепь вулканических островов и подводных гор протягивается в северо-западном направлении на 2600 км от острова Гавайи до коралловых атоллов Мидуэй и Куре (рис.10.16). На стыке Гавайских островов и Императорских гор гряда резко поворачивает, простираясь далее почти прямо на север до гайота Мейджи. Радиологические определения возраста, проведенные на вулканах Гавайско-Императорской цепи, показывают последовательное увеличение возраста от Гавайских островов с действующими вулканами (Килауэа, Мауна-Лоа и др.) до гайота Мейджи, возрастом 70 млн. лет.

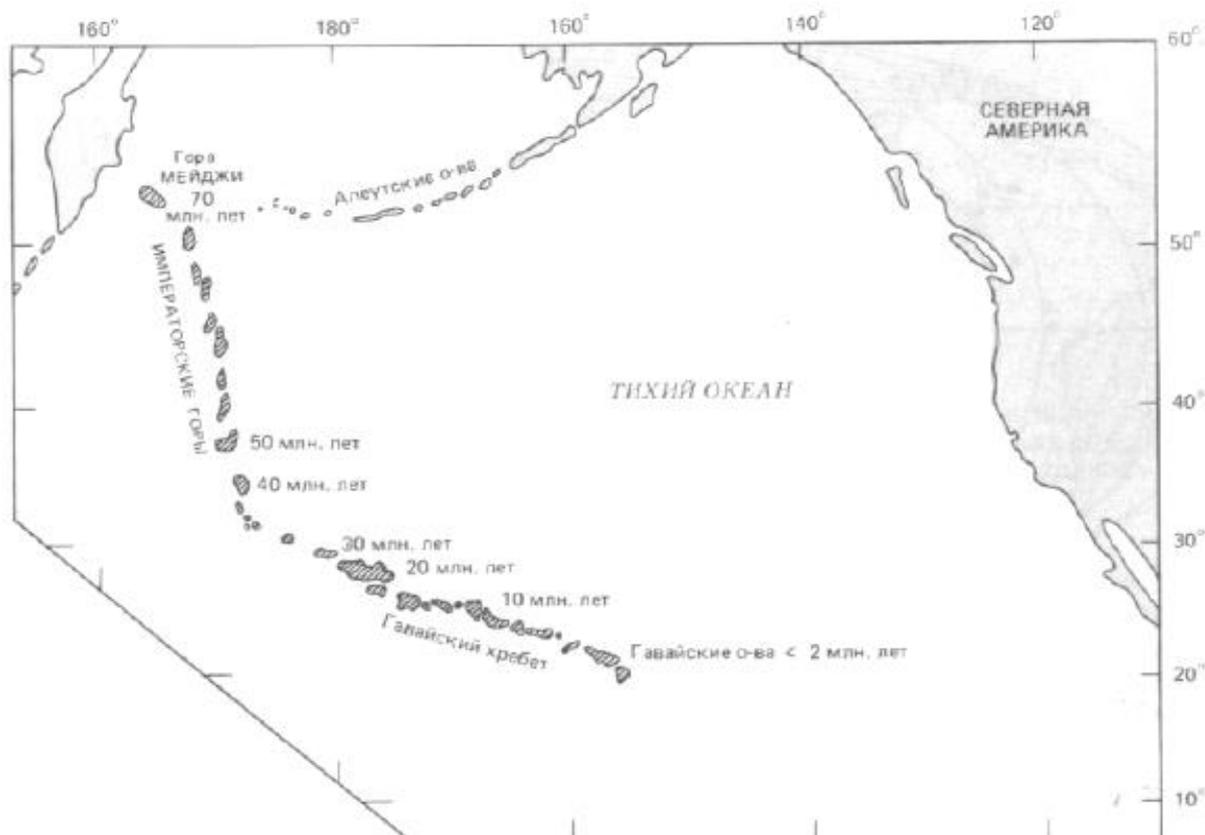


Рис.10.16. Возраст островов и подводных гор в Гавайско-Императорской вулканической цепи (Claque et al., 1975).

Современное направление движения Тихоокеанской плиты от Восточно-Тихоокеанского поднятия к Японскому и Курило-Камчатскому желобам практически параллельно простирацию Гавайской цепи вулканических островов и подводных гор, что подтверждает концепцию горячей точки Уилсона.

Из гипотезы горячей точки следует важный вывод о том, что резкий поворот простирания Императорских гор по отношению к Гавайской гряде обусловлен внезапным изменением направления движения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой. Это изменение произошло около 40-50 млн. лет назад (в эоцене). Одновременно с изменением направления движения изменилась и скорость движения Тихоокеанской плиты. Если для Гавайской цепи средняя скорость миграции вулканизма составляет около 10 см/год, то для Императорских гор она всего около 6 см/год. Подобные изломы в простирании прослеживаются и у других вулканических хребтов Тихого океана (Маршалловых о-вов, о-вов Туамоту и др.). Предполагается, что такая перестройка в направлении движения Тихоокеанской литосферной плиты была обусловлена коллизионным взаимодействием Индо-Австралийской плиты с Азиатским континентом в раннем кайнозое.

ЛИТЕРАТУРА

Основные источники

1. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир. 1974. 373 с.
2. *Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А.* Шельф: рельеф, осадки и их формирование. М.: Мысль. 1987. 205 с.
3. *Каплин П.А.* Новейшая история побережий Мирового океана. М.: МГУ. 1973. 263 с.
4. *Кеннет Дж. П.* Морская геология. М.: Мир. 1987. В 2-х томах. Т.1 396 с. Т.2 384 с.
5. *Короновский Н.В., Якушева А.Ф.* Основы геологии: М.: Высш. школа. 1991. 416 с.
6. *Леонтьев О.К.* Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). М.: Высш. школа. 1982. 344 с.
7. *Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир. 1977. 287 с.
8. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. М.: Наука. 1974. 438 с.
9. *Магидович И.П., Магидович В.И.* Очерки по истории географических открытий. М.: 1982. <http://www.discover-history.com/index.htm>
10. *Романовский С.И.* Великие геологические открытия. СПб., ВСЕГЕИ. 2005. 224 с.
11. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ. 2002. 506 с.
12. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ. 1995. 480 с.
13. *Шепард Ф.* Морская геология. Л.: Недра. 1976. 488 с.
14. *Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И.* Общая геология. М.: МГУ. 1988. 448 с.

Дополнительные источники

1. *Басов И.А.* Глубоководное бурение в океанах // Соросовский образовательный журнал. Т.7. №10. 2001. С. 59-66.
2. *Вейл П.Р., Митчем Р.М., Тодд Р.Г., Уидмайер Дж.М., Томпсон С., Сангри Дж.Б., Бабб Дж.Н., Хетлелит В.Г.* Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря // Сейсмическая стратиграфия. М.: Мир. 1982. Ч.1. С.104-373.
3. *Зенкевич, В.П., Ионин, А.С., Каплин, П.А., Медведев, В.С.* Берега Тихого океана. М.: Наука. 1967.
4. *Каррей Дж.* Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М.: Мир. 1968. Т.1. С.451-472.
5. *Короновский Н.В.* Гидротермальные образования в океанах // Соросовский образовательный журнал. 1999. №10. С 55-62.
6. *Лебедев С.А.* Спутниковая альтиметрия в науках о Земле // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 33–49
7. *Логачев А.А., Захаров В.П.* Магниторазведка. Л.: Недра. 1979. 351 с.
8. *Сагалевиц А. М.* Глубина. М.: Научный мир. 2002. 320 с.
9. *Селиверстов Н.И.* Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука. 1987. 112 с.
10. *Селиверстов Н.И.* Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. М.: Научный Мир. 1998. 164 с.
11. *Селиверстов Н.И.* Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петр.-Камч.: Из-во КамГУ. 2009. 191 с.
12. *Селиверстов Н.И.* Подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петр.-Камч.: ИВиС ДВО РАН. 2013. 162 с.
13. *Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж. Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.1. С.276-290.
14. *Удинцев Г.Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука. 1972. 394 с.
15. *Ходаков Г.С.* Седиментационный анализ высокодисперсных систем. М.: Химия. 1981. 192 с.
16. *Шепард Ф., Дилл Р.* Подводные морские каньоны. Л.: Гидрометиздат. 1978. 343 с.
17. *Шолл Д.* Осадочные толщи в глубоководных желобах северной части Тихого океана // Геология континентальных окраин. М.: Мир. 1978. Т.2. С.192-206.

18. *Barazangi M., Dorman J.* (1969). World seismicity maps compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, Epicenter Data 1961 — 1967. *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 59: 369.
19. *Berger W.H., Be A.W.H., Sliter W.V.* (1975). Dissolution of Deep-Sea Carbonates: An Introduction, in *Spec. Publ. No. 13*.
20. *Berger W.H., Winterer E.L.* (1974). Plate Stratigraphy and the Fluctuating Carbonate Line, in: *Pelagic Sediments: On Land and Under Sea, Pub. No. 1*, pp. 11-98.
21. *Biscaye P.E., Eittrein S.L.* (1977). Suspended Particulate Loads and Transports in the Nepheloid Layer of the Abyssal Atlantic Ocean, *Mar. Geol.*, 23: pp. 155-172.
22. *Calvert S.E.* (1974). Deposition and Diagnosis of Silica in Marine Sediments, in: *Pelagic Sediments on Land and Under the Sea*, pp. 273-299.
23. *Cronan D.S.* (1977). Deep-Sea Nodules: Distribution and Geochemistry, in: *Marine Manganese Deposits*, pp. 11-44.
24. *Claque D.A., Dalrymple G.B., Moberly R.* (1975). Petrography and K-Ar Ages of Dredged Volcanic Rocks from the Western Hawaiian Ridge and the Southern Emperor Seamount Chain, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86: pp. 991-998.
25. *Defant S.* (1961). *Physical Oceanography*, vol. 1, New York: Pergamon Press.
26. *Dewey J.F.* (1972). Plate tectonic, *Scientific American*, 266: pp. 56-68.
27. *Dickenson K. A., Berryhill H. L., Holmes C.W.* (1972). Criteria for Recognizing Ancient Barrier Coastlines, in: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, pp. 192-214.
28. *Dietrich G.* (1963). *General Oceanography*, New York.
29. *Dolan R., Hayden B., Lins H.* (1980). Barrier Islands, *Am. Sci.* 68: pp.16-25.
30. *Hess H.H.* (1962). *History of Ocean Basins, Petrologic Studies: A Volume in Honor of A.F. Buddington*, *Geol. Soc. Am. New York*. pp. 599-620.
31. *Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J.M.* (1976). Mesozoic Sea-Floor Spreading in the North Pacific, in: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin*, pp. 205-226.
32. *Lisitzin A.P.* (1971). Distribution of Carbonate Microfossils in Suspensions and in Bottom Sediments, in: *The Micropaleontology of the Oceans*, pp. 173-196.
33. *Middleton G.V., Hampton M. A.* (1976). Subaqueous Sediment Transport and Deposition by Sediment Gravity Flows, in: *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, pp. 197-218.
34. *Molnar P., Atwater T.* (1978). Interarc Spreading and Cordilleran Tectonics as Alternates Related to the Age of Subducted Oceanic Lithosphere // *Earth and Planet. Sci. Letts. Vol.41. P.330-340*.
35. *Normark W.R.* (1970). Growth Patterns of Deep-Sea Fans, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 54: pp. 2170-2195.
36. *Pitman W.S., Herron E.M., Heirtzler J.R.* (1974). Magnetic Anomalies in the Pacific and Sea-Floor Spreading, *J. Geophys. Res.* 73: pp. 2069-2085.
37. *Rohde R.A., Mülle R.A.* (2005). Cycles in fossil diversity. *Nature.* 434: pp. 209-210.
38. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* (1976). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific Core V.28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. Vol.145. P.449-464.
39. *Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J.* (1987). Geologic evolution and petroleum geology of the Aleutian Ridge // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California.* P.123-155.
40. *Shepard F.P., Inman D.L.* (1951). Nearshore Circulation, in: *Conf. on Coastal Engineering, 1st, Proc.*, pp. 50-59.
41. *Smith W.H.F., Sandwell D.T.* (1994). Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry // *J. Geophys. Res.* V. 99. No. B11. P. 21803–21824.
42. *Stoffa P., Talwani M.* (1978). Exploring the Crust beneath the Oceans, in: *Lamont-Doherty Geol. Observ. Yearbook*, New York: Columbia University.
43. *Tucholke B.E., Hollister C.D., Weaver F.M., Vennum W.R.* (1976). Continental Rise and Abyssal Plain Sedimentation in the Southeast Pacific Basin, Leg 35, of the Deep Drilling Project, vol. 35, pp. 359-400.
44. *Watkins N.D., Kennet J.P.* (1972). Regional Sedimentary Disconformities and Upper Cenozoic Changes in Bottom Water Velocities between Australia and Antarctica, *Ant. Res. Ser.* 19: pp.273-293.
45. *Wust G., Brogmus W., Noodt E.* (1954). Die Zonale Verteilung von Salzgehalt Neiderschlag, Verdunstung, Temperatur und Dichte an der Oberfläche der Ozeane, *Kieler Meeresforsch.* 10: pp. 137-161.