

## Глава 7. МОРФОСТРУКТУРЫ ДНА ОКЕАНА

### 7.1. Океанские бассейны

Крупнейшие морфоструктуры Земли – это континенты и океаны. Различие высот между континентами и океанами наглядно иллюстрирует гипсографическая кривая (рис.7.1). Преобладающую долю поверхности Земли на этой кривой занимают два уровня: один – близкий к уровню 0.8 км – характеризует континенты, второй – со средней глубиной 3.8 км – относится к океанам. Таким образом, средний уровень континентов находится на 4.6 км выше среднего уровня дна океана. Дно океана по гипсографической кривой можно разделить на две главные части – континентальные окраины и океанские бассейны. Континентальные окраины, охватывающие континентальные склоны и континентальные шельфы, составляют около 20% площади дна Мирового океана, т.е. значительная часть континентальной коры в настоящее время находится ниже уровня океана.

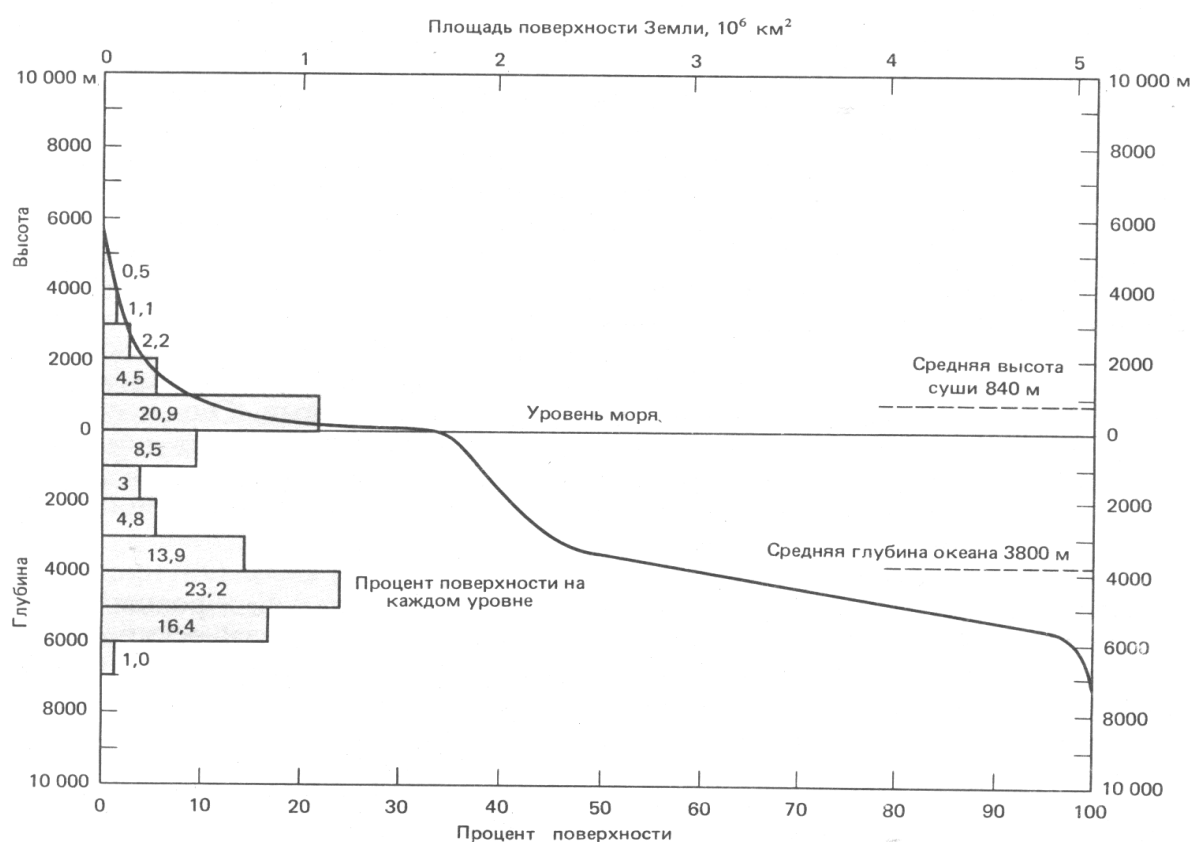


Рис.7.1. Гипсографическая кривая поверхности Земли.

В пределах Мирового океана выделяют четыре океанических бассейна: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны. Акватории Тихого, Атлантического и Индийского океанов, прилегающие к Антарктиде, часто выделяют в качестве отдельного, Южного океана, ввиду его исключительно важной роли в формировании глубинных течений и обогащении кислородом глубинных вод всего Мирового океана.

Основные сведения о размерах, глубинах и объемах вод перечисленных океанов приведены в табл.7.1. Кратко рассмотрим их основные особенности.

*Тихий океан* – самый крупный и глубокий. Он покрывает более 1/3 земной поверхности. Тихий океан, в основном, окружен глубоководными желобами и системами островных дуг, что в значительной мере изолирует его глубоководные районы от влияния терригенной седиментации. Континентальные окраины Тихого океана узкие, по сравнению с окраинами других океанов и составляют незначительную часть его площади. Отличительные

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 <sup>2</sup>	Объем вод млн. км <sup>3</sup>	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.

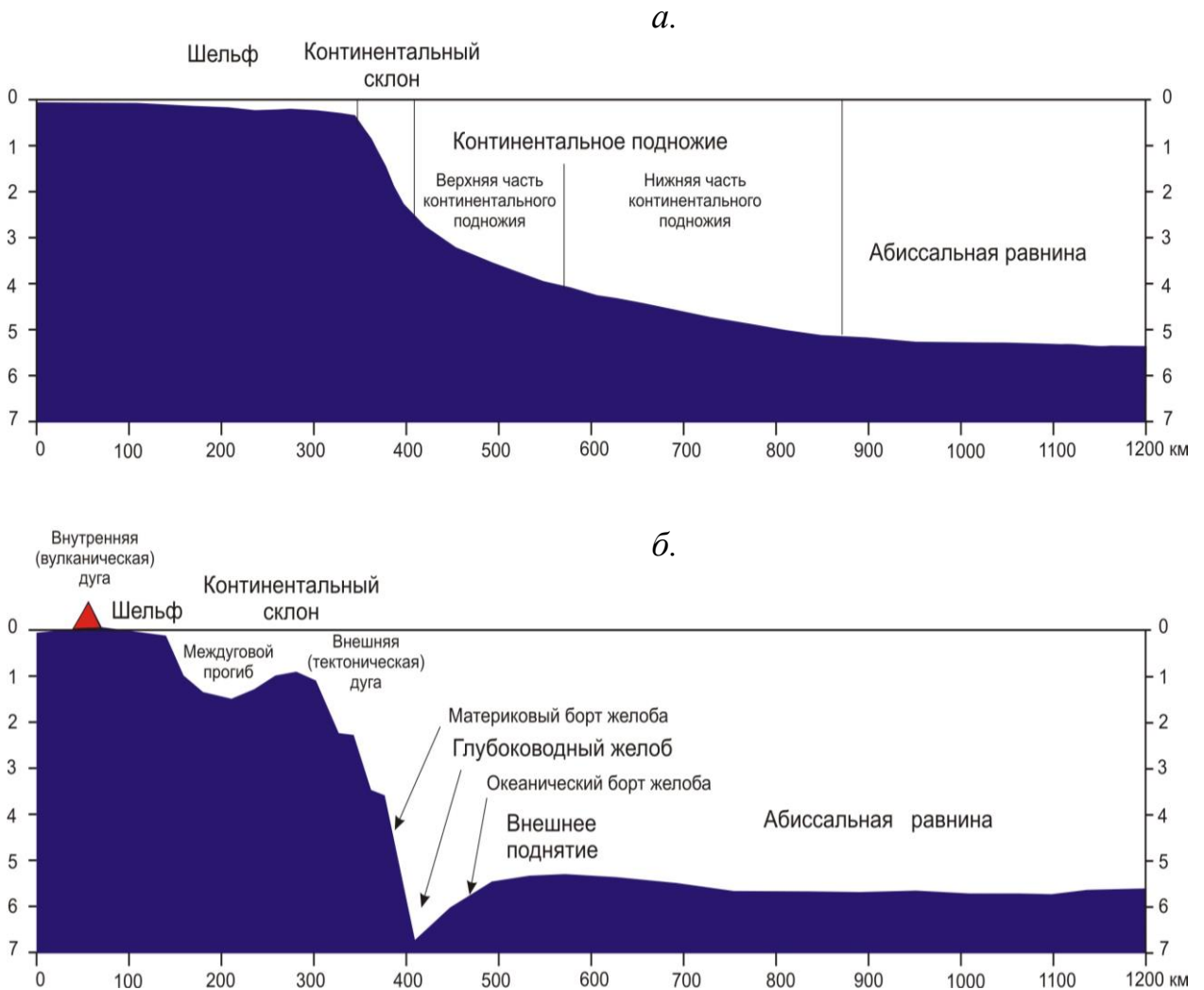


Рис.7.2. Основные морфологические элементы пассивных (а) и активных (б) континентальных окраин.

**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.

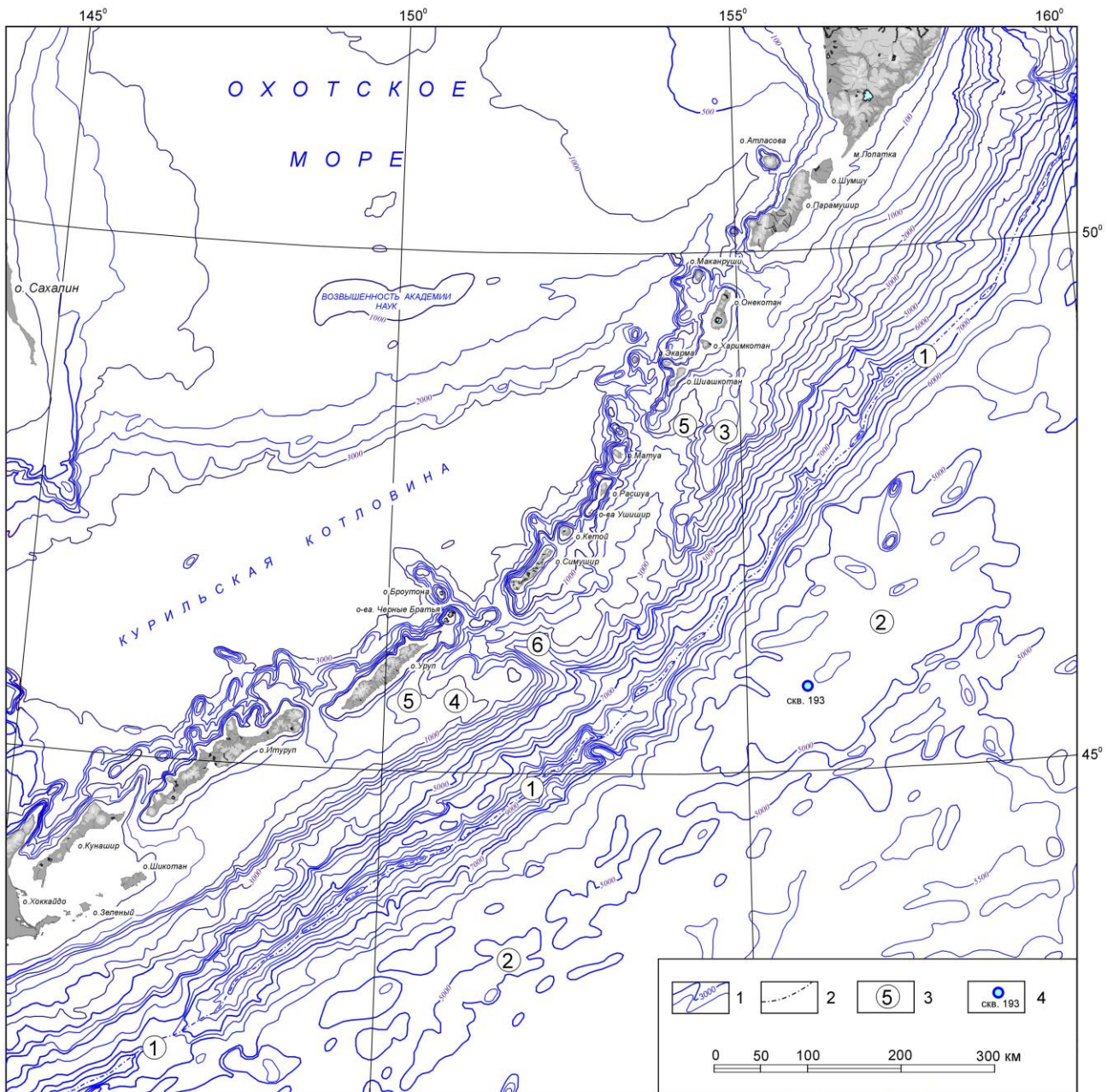


Рис. 7.3. Схема подводных морфоструктур Курильской островной дуги (Селиверстов, 2013).

- 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.

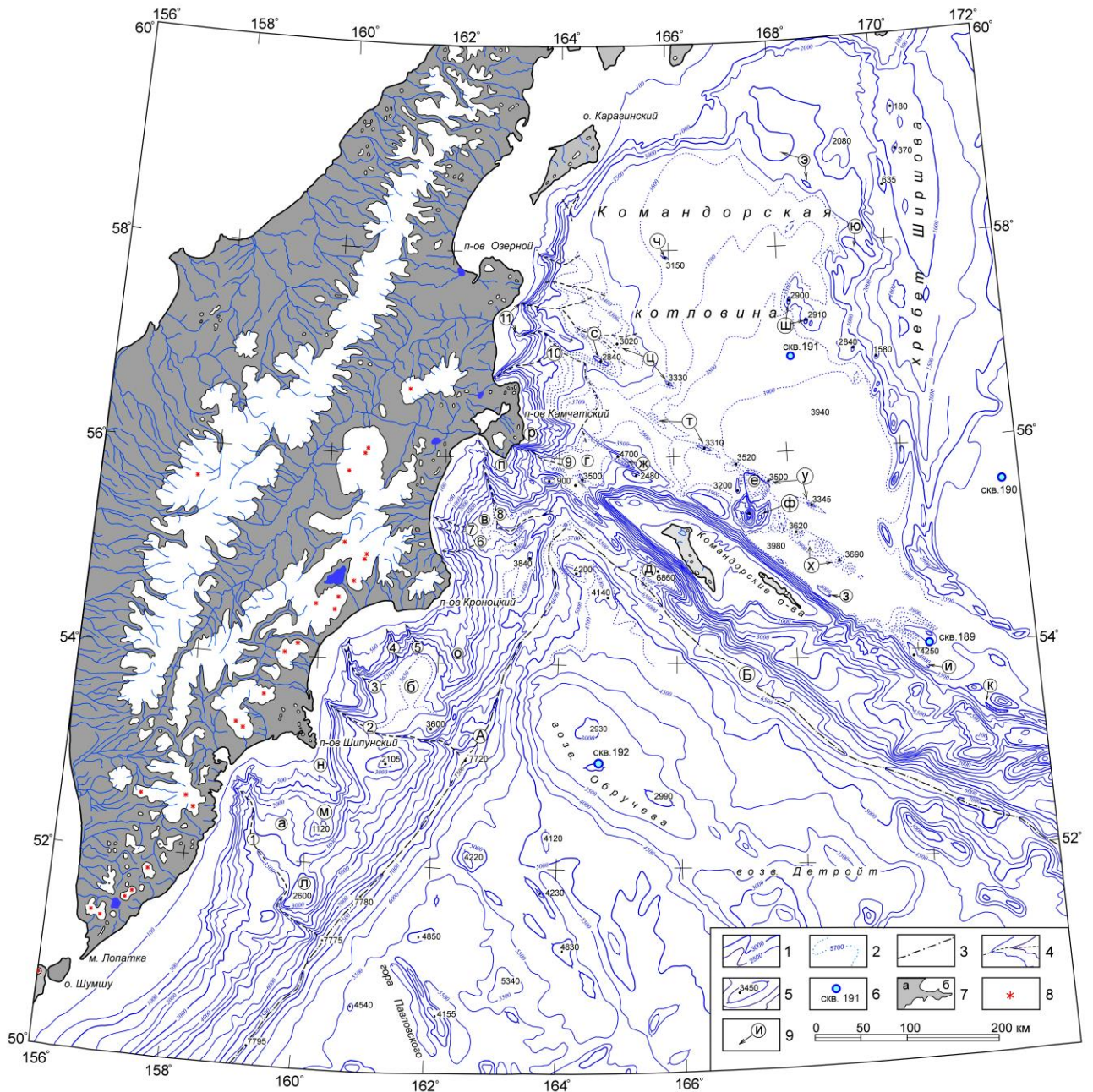


Рис 7.4. Схема подводных морфоструктур прикамчатских акваторий (Селиверстов, 2013).

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 линейamentом Альфа, **ф** - массив Вулканологов, **х** - поднятие Южно-Командорское, **ц** - подводный хребет Бета, **ч - ю** - положительные формы рельефа, связанные с линейamentами 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.

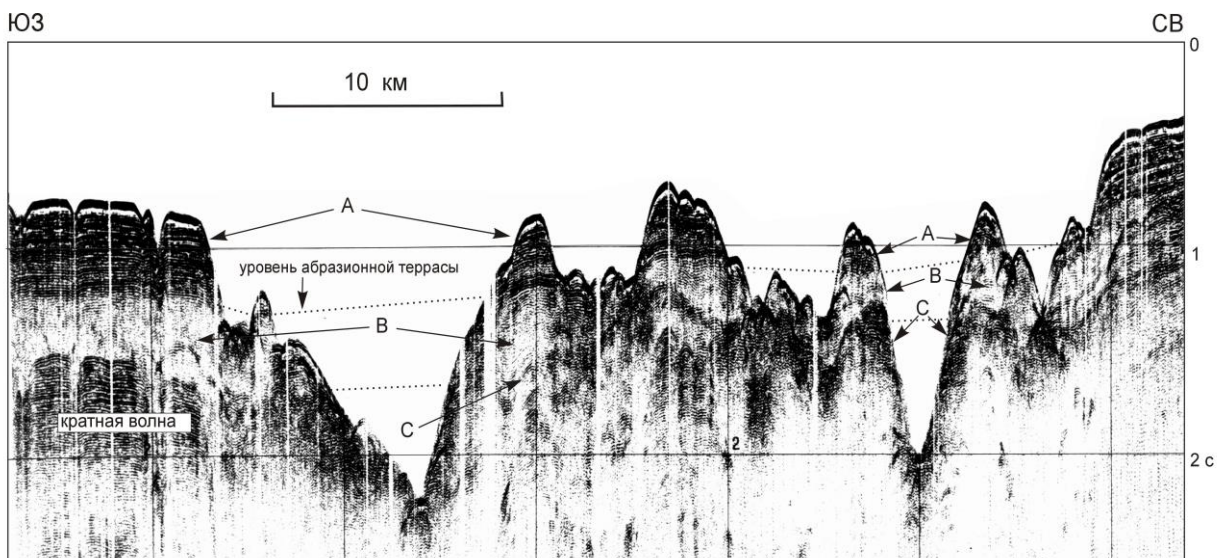


Рис.7.5. Сейсмоакустический разрез, иллюстрирующий разрушение процессами подводной эрозии опущенной шельфовой террасы и континентального склона в западной части Кроноцкого залива. Буквами А, В, С обозначены соответственно сейсмофации: надтеррасового комплекса шельфовых отложений, акустически прозрачного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

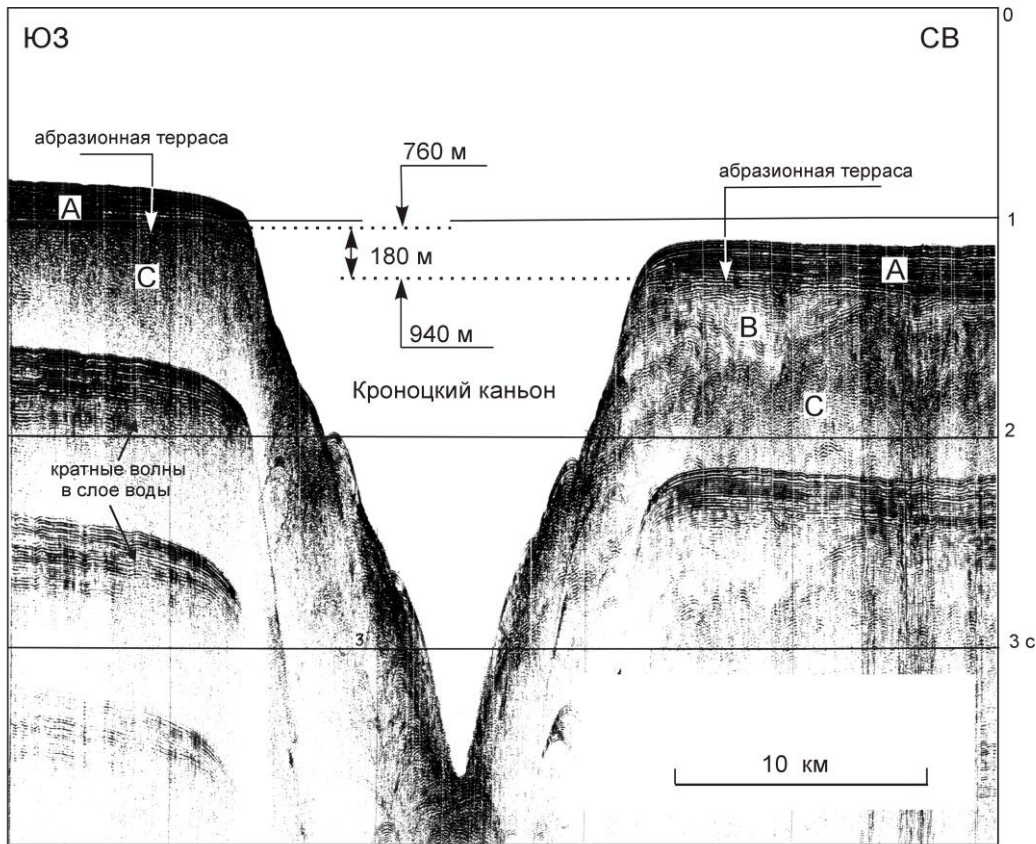


Рис. 7.6. Сейсмоакустический разрез внешнего шельфа Кроноцкого залива, ориентированный вкрест Кроноцкого каньона. Буквенные обозначения см. на рис.7.5.

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).

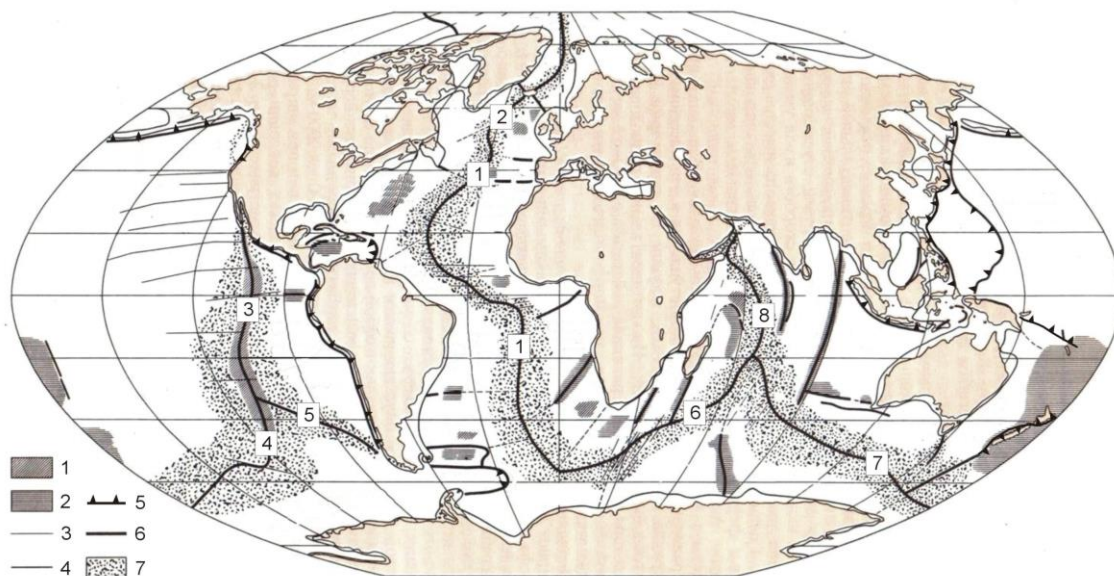


Рис.7.7. Основные морфоструктуры дна Мирового океана

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.

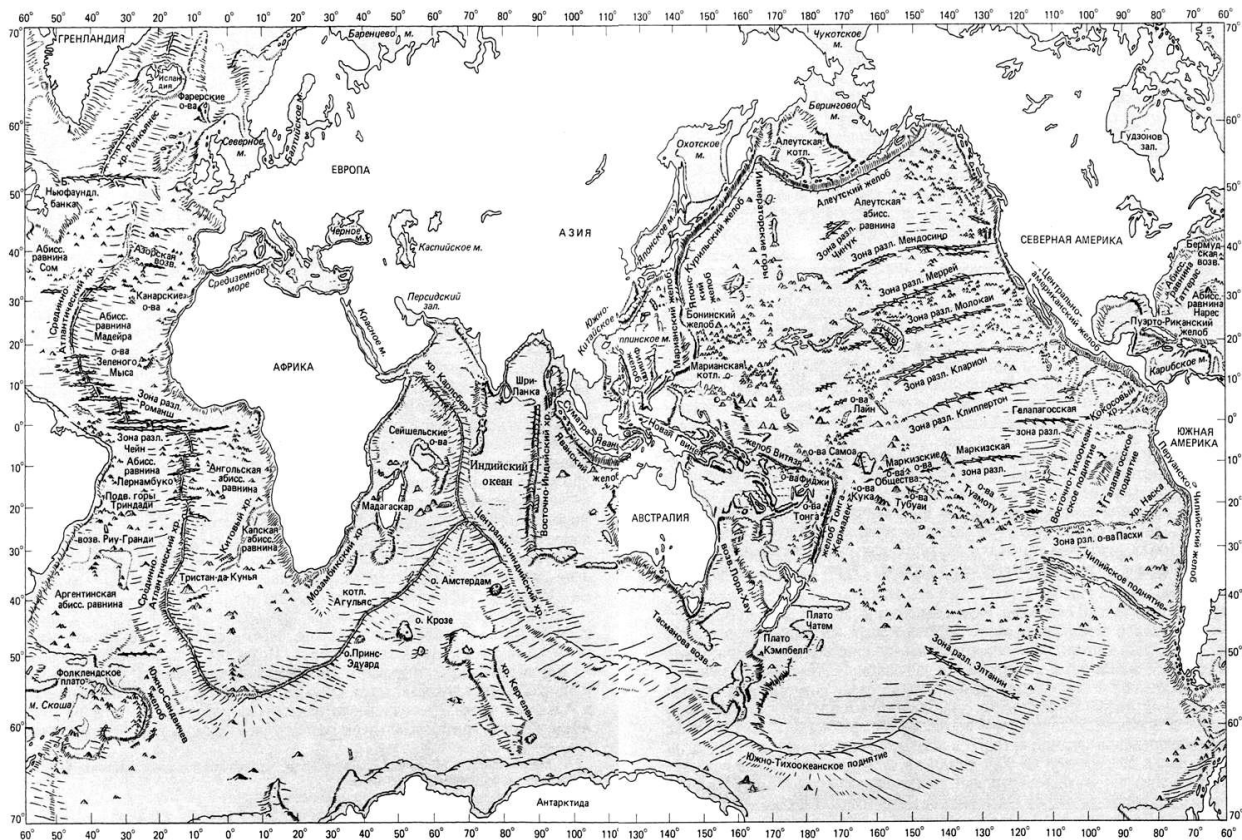


Рис.7.8. Физикографическая схема дна Мирового океана (Кеннет, 1987).

По сейсмоактивным отрезкам трансформных разломов происходят горизонтальные смещения прилегающих литосферных блоков, т.е. они являются современными сдвигами.

#### 7.4. Океанские котловины

Основными морфологическими элементами океанских котловин являются плоские и холмистые абиссальные равнины, подводные асейсмичные хребты и поднятия (возвышенности) и подводные вулканические горы.

**Абиссальные равнины.** Абиссальные равнины Мирового океана можно разделить на два типа: плоские и холмистые.

*Плоские абиссальные равнины* имеют поразительно плоскую, ровную поверхность. Они относятся к наиболее крупным выровненным поверхностям на земном шаре. Плоские абиссальные равнины, как правило, граничат с пассивными континентальными окраинами. Они, обычно, примыкают к нижнему краю континентального подножия и простираются на расстояние до 2000 км и более, находясь на глубинах от 3000 до 6000 м. Плоские абиссальные равнины наиболее широко представлены в Атлантике, Индийском океане, а также в некоторых районах Тихого океана, в том числе в его окраинных морях (Беринговом, Охотском и др.). Эти равнины, как правило, сложены мощным осадочным чехлом, перекрывающим первичные неровности рельефа фундамента, и приурочены к районам, куда поступает особенно много терригенного материала с континентов, т.е. прежде всего – к глубоководным конусам выноса пассивных континентальных окраин.

*Холмистые абиссальные равнины* имеют неровную поверхность, осложненную абиссальными холмами, как правило, высотой не более 1000 м. Горизонтальные размеры холмов обычно составляют 1-5 км, но иногда достигают 50 км и более. Холмистые абиссальные равнины приурочены к районам Мирового океана, куда не поступает значительное количество терригенного материала. К таким районам относятся, в первую очередь, большинство абиссальных равнин Тихого океана, отрезанных от источников терригенного материала глубоководными желобами, а также центральные части Атлантического и Индийского

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.

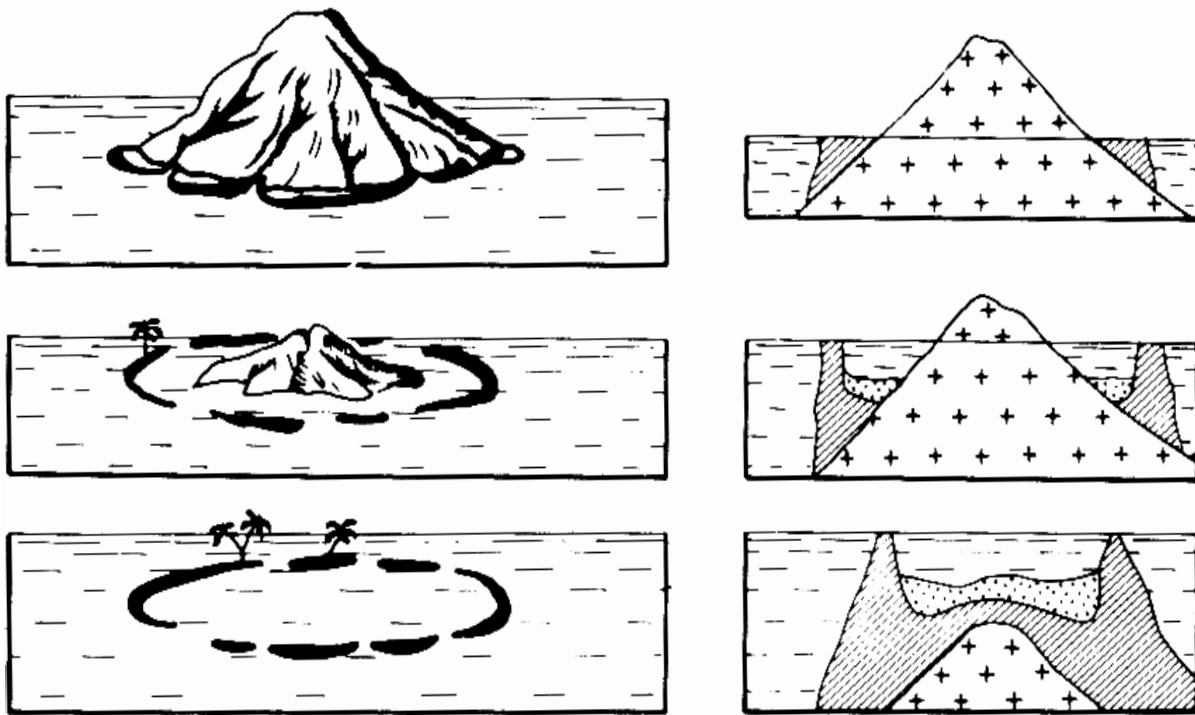


Рис.7.9. Схема образования атоллов по Ч. Дарвину.

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.