

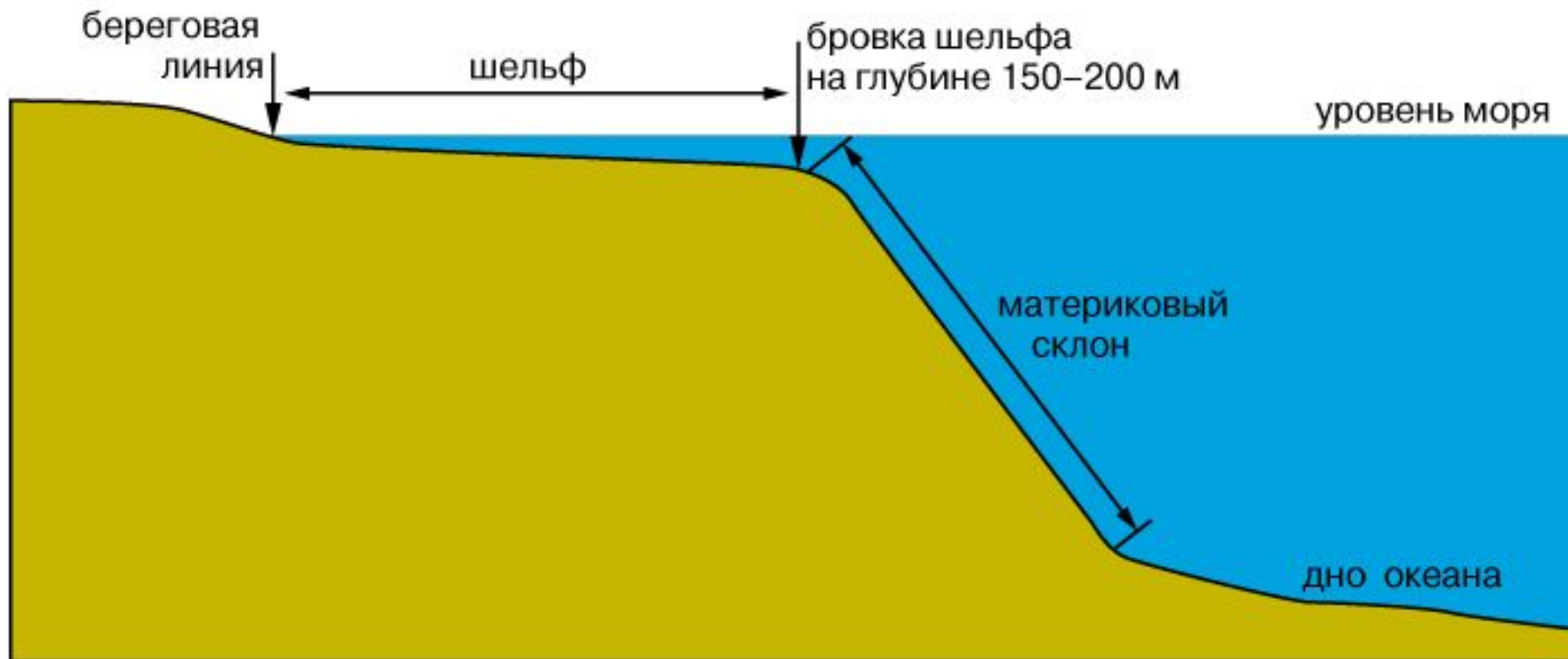
# **11. Геоморфологические процессы и формы рельефа в Мировом океане**

- 11.1. Рельеф дна Мирового океана**
- 11.2. Гидрогенные факторы рельефообразования**
- 11.3. Гравитационные факторы рельефообразования**
- 11.4. Айсберговые факторы рельефообразования**
- 11.5. Биогенные факторы рельефообразования**
- 11.6. Хемогенные факторы рельефообразования**
- 11.7. Гидротермальные факторы рельефообразования**
- 11.8. Подводно-элювиальные факторы рельефообразования**

- Рельеф дна морей и океанов очень разнообразен. Как и на поверхности материков, здесь есть и равнины, и горы, и вулканы, и хребты, и впадины. Рельеф дна Мирового океана отличается значительной сложностью. Устарели прежние взгляды о простоте и выровненности рельефа дна океана. Новые данные (геофизика, глубокое бурение в прибрежной зоне) свидетельствуют о том, что традиционное деление дна Мирового океана на такие главные элементы, как материковая отмель, материковый склон, ложе океана и глубоководные впадины, является неточным и нуждается в пересмотре, поскольку это деление проводилось лишь с морфологической точки зрения. Земная кора имеет неодинаковое строение и неодинаковую мощность на материках и океанах. Учитывая при классификации рельефа дна океана различное строение земной коры, выделяют следующие генетически различные элементы рельефа *подводная окраина материков, ложе океана* и между ними *переходная зона*, для которой характерно максимальное вертикальное расчленение земной поверхности.
- Подводная окраина материков имеет материковый тип земной коры, ложе океана - океанический тип, переходная зона имеет многие черты, сближающие их с подводной окраиной материков и с ложем океанов, но вместе с тем они отличаются и специфическими особенностями, не позволяющими их отнести ни к тому, ни к другому элементу, для нее характерно чередование участков с материковым типом земной коры и океаническим.



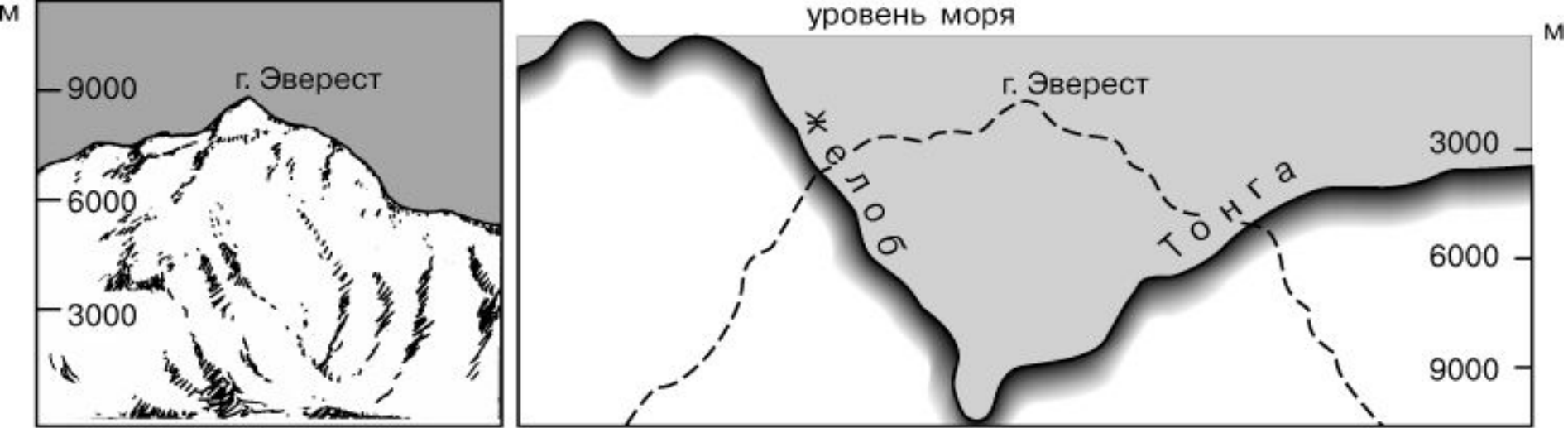
- **1. Подводная окраина материков** (81,5 млн. км<sup>2</sup>, 22,6% площади Мирового океана). Наибольшая часть площади подводной окраины материков находится в северном полушарии, для которого характерно более широкое развитие материков. В Северном Ледовитом океане подводная окраина материков занимает половину площади дна. Подводная окраина материков состоит из шельфа, материкового склона и материкового подножия.
- 1) *Шельф* (отмель) - это прибрежная часть дна океана, характеризуется незначительным уклоном поверхности от нескольких минут до 2° (в Астраханской области уклон 3 см/км, а на шельфе - 2 см/км может быть). Заканчивается шельф четким перегибом дна, называемым бровкой, за которой наклон дна резко возрастает (рис. 165). Отмель в среднем простирается до изобаты 200 м, но иногда бровка может располагаться на глубинах 40-50 м или 400-500 м, в зависимости от морфологии и геологического строения морского дна.



Ширина шельфа колеблется на отдельных участках Мирового океана от нескольких км (западное побережье Южной Америки - 30° ю.ш.), 16 км у берегов Африки в Индийском океане, до сотен км в Северном Ледовитом океане. Шельф в геоморфологическом и геологическом отношении представляет собой непосредственное продолжение, прилегающей к океану территории.

• Но субэральные (наземные) формы рельефа сохраняются в пределах шельфа очень плохо, а зачастую даже уничтожаются. Объясняется это абразионно-аккумулятивной деятельностью морских волн. Т.к. эта деятельность активнее протекает вблизи береговой линии, то сохранность реликтовых форм ближе к побережью хуже. В шельфовой зоне установлены следующие реликтовые формы: ледниковый рельеф в Северном Ледовитом океане и на севере Атлантического океана, древние береговые линии в Каспийском море, древние речные долины в Охотском море и т.д. Наличие субэральных форм рельефа, различная интенсивность абразионно-аккумулятивных процессов приводит к различной степени расчлененности рельефа, причем на некоторых участках поверхность характеризуется значительными амплитудами колебаний. Глубокое расчленение наблюдается к северу - от Кольского полуострова, что объясняется влиянием разрывной тектоники. Специфические формы рельефа дна хорошо увязываются с соответствующими тектоническими элементами прибрежной суши. Антиклиналям соответствуют положительные формы рельефа, синклиналям - отрицательные.

•2) *Материковый склон* - представляет собой наклонную поверхность дна океан, угол наклона достигает 7-15°, а иногда 20-40°. Верхней ее границей является бровка шельфа, нижней - переход к материковому подножию, приблизительно по изобате 2500 м. На материковом склоне преобладающее значение приобретают формы тектонического расчленения, измененные в разной мере осадконакоплением, подводными оползнями, мутьевыми потоками. В случае широкого развития тектонического расчленения склона рельеф приобретает сложное глыбовое строение с отдельными подводными горами, резкими уступами и разделяющими их глубокими впадинами. Иногда глыбовый рельеф усложняется вулканическим. Для материкового склона характерно широкое развитие подводных долин и подводных каньонов, (восточное побережье Южной Америки - 30° ю.ш.). Подводные каньоны представляют собой глубокие ложбины, ориентированные в целом от бровки к подножию склона. Протяженность их от 10-15 км до 50-60 км, ширина достигает 2-5 км. Глубина вреза этих ложбин колеблется от нескольких сот метров до 2000 м. Склоны крутые, сходятся у подножия под острым углом, т.е. ложбины приобретают V-образную форму. Характерна значительная крутизна продольного профиля (2,0-2,5 м на 1 км, в отдельных случаях, вблизи Сев. Америки 40 м на 1 км).



- Начинаются каньоны вблизи бровки шельфа, Верховья каньонов нередко имеют разветвленные очертания и заканчиваются они конусом выноса. Вершины конусов располагаются обычно на глубинах, соответствующих подошве материкового склона, сами же конусы выноса приурочены к материковому подножию, для большей части протяжения подводного каньона характерно проявление эрозионных процессов и транспорта материала, к окончаниям каньонов приурочены аккумулятивные процессы. Подводные каньоны служат своеобразными каналами для транспорта материала с шельфа и с береговой зоны в зону материкового подножия.

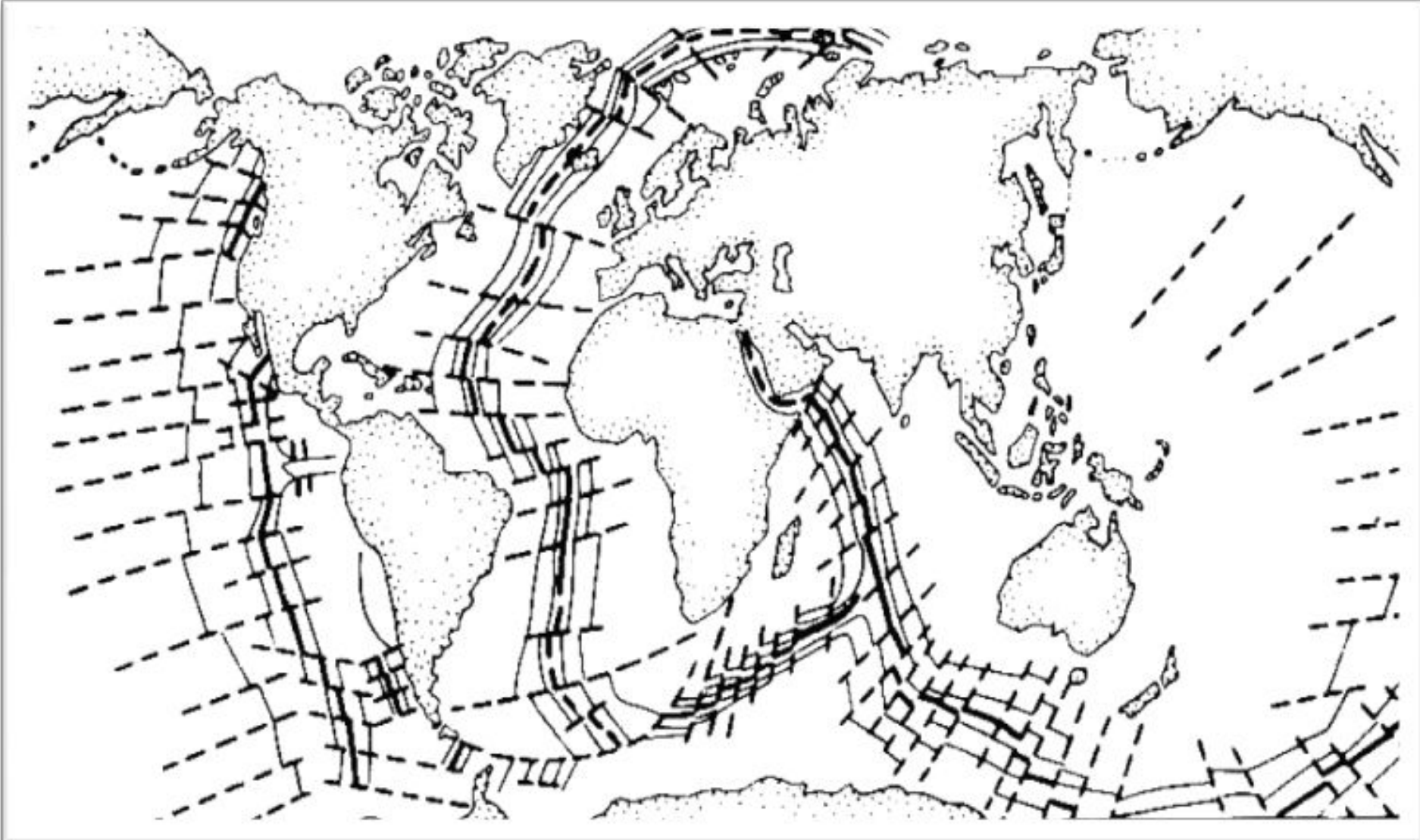


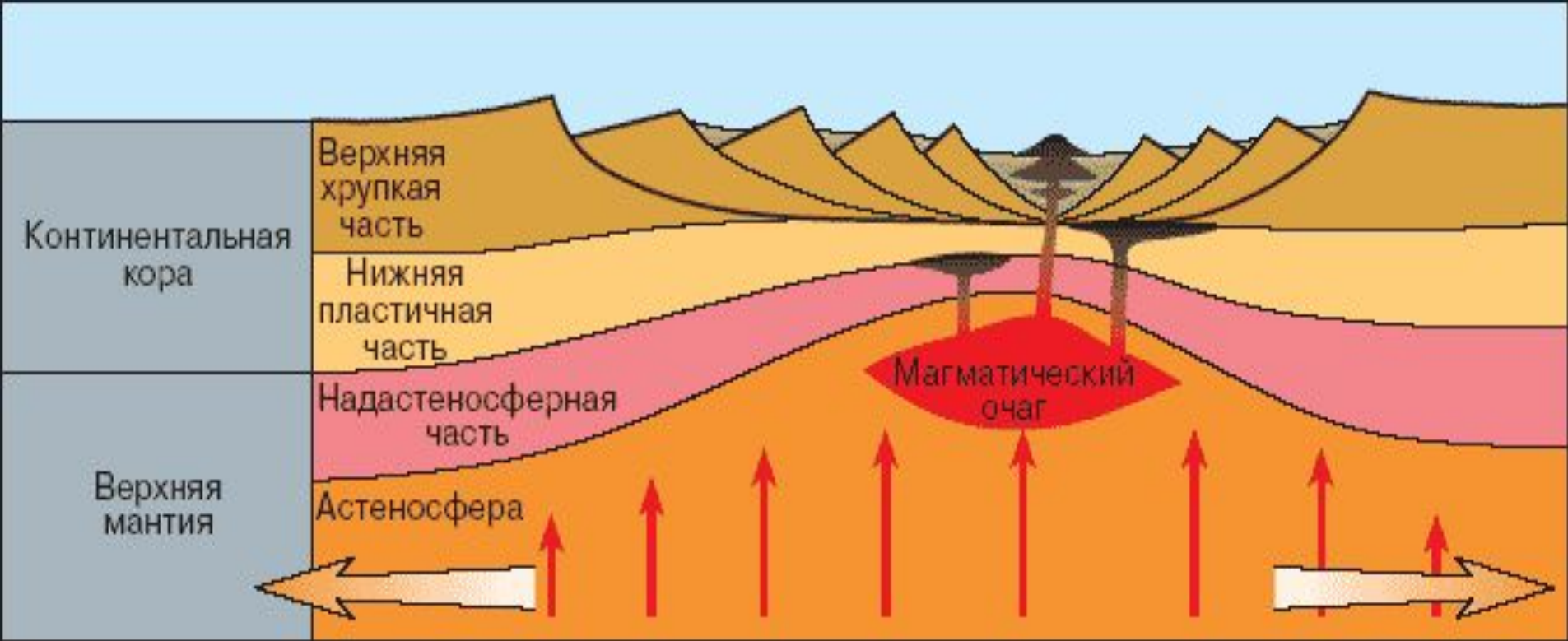
•3) *Материковое подножие* представляет собой наклонную, слабо волнистую равнину, которая примыкает к материковому склону. Уклон подножия приблизительно от нескольких см до метра на 1 км первые минуты и градусы). Ширина материкового подножия около 1600-2000 км, внешний край материкового подножия со стороны океана расположен в среднем на глубине 4000 м. Пологоволнистый характер поверхности обусловлен наличием слившихся между собой конусов выноса суспензионных потоков, оползневых масс, которые образуют сплошной аккумулятивный шлейф мощностью до 2-3 км. По сейсмическим данным под этим мощным слоем аккумулятивных осадков прослеживается земная кора материкового типа. Это заставило отнести этот глубоководный участок океана к подводной окраине материков.

**2. Переходная зона** (30,6 млн.км<sup>2</sup>, 8,4% площади). В западной части Тихого океана у берегов Азии прослеживается частое чередование островов со значительными абсолютными отметками и глубоководных впадин. Размах высот и глубин достигает здесь более 12 км. На Японских островах высота г. Фудзияма 3776 м, а глубина Японского желоба 8412 м (на суше размах высот и глубин около 10 км - Гималаи и оз. Байкал). Чередованию островов и морей соответствует чередование участков земной коры то материкового, то океанического типа. Переходная зона от материкового типа земной коры к океаническому представлена чередованием островных дуг и глубоководных желобов на западном побережье Тихого океана. На тихоокеанском побережье Южной Америки островную дугу замещают горные цепи, располагающиеся на самом крае континента и обращенные в сторону океана склоном огромной высоты (глубина Чилийского желоба 8069 м, высота г. Аконкагуа 6960 м). Глубоководные желоба приурочены или к островным дугам, или к горным хребтам краевой зоны континента. Они протягиваются на многие сотни километров вдоль континентальных окраин и представляют собой узкие депрессии дна с очень крутыми склонами и относительными глубинами более 3-5 км. Желоба являются очень эффективными ловушками и перехватывают практически весь обломочный материал, поступающий с прилегающей суши.

- Форма желобов узкая, вытянутая, иногда слегка изогнутая. Поперечный профиль имеет V-образную форму и узкое, плоское дно шириной от 1 до 20 км. Склоны резко и глубоко расчленены многочисленными каньонами, структурными уступами. Рельеф склонов усложняется вулканами, глубокими депрессиями, террасовидными уступами, дно желобов ровное, покрытое рыхлыми отложениями, которые сносятся мутьевыми потоками. В днищах некоторых желобов прослеживаются вулканические отложения. Самые глубокие желоба отмечаются в Тихом океане: Марианский - 11022 м, Тонга - 10882 м, Филиппинский - 10540 м, Кермадек - 10047 м. В целом, для всей переходной зоны характерна высокая тектоническая активность. Видимыми проявлениями ее являются частые землетрясения, деятельность вулканов, широкий размах вертикальных движений земной коры, повышенное значение теплового потока из недр Земли.

- **3. Ложе океана** (249,1 млн.км<sup>2</sup>, 69% площади). Дно сложено земной корой океанического типа и геоморфологически представлено: срединными хребтами, океаническими плато, абиссальными котловинами.
- **1) *Срединно-океанские хребты*** (55,3 млн. км<sup>2</sup> - 15,3%) выделяются в океанах как единая непрерывная система срединных хребтов, представляют собой грандиозную планетарную особенность расчленения морского дна: Северо- и Южно-Атлантические хребты, Центрально-Индийский хребет, Южно- и Восточно-Тихоокеанские поднятия, хр. Гаккеля в Северном Ледовитом океане. Они все связаны между собой и общая их протяженность - более 60 тыс. км. Расчленение и высота срединных хребтов океанов значительно превосходят известные глубины расчленения наземных горных стран. В центральных частях многих срединных хребтов выделяются ущелья большой глубины, которые получили название **рифтовых долин**. Название «рифтовая долина» было дано этим формам рельефа потому, что большинство геологов придерживается гипотезы рифтового происхождения этого понижения, т.е. считают его грабеном, образовавшимся при растяжении земной коры.





- **Принципиальная модель глубинного строения „зрелой“ континентальной рифтовой зоны в поперечном разрезе.** Горизонтальные стрелки показывают направление горизонтального растяжения коры и верхней мантии; вертикальные — подъём верхней мантии и аномально повышенный тепловой поток под рифтовой зоной.

• Относительная глубина рифтовых долин достигает 2000 м, ширина в верхней части 10-40 км. Высокие, асимметрично построенные хребты, окаймляющие рифтовую долину, представляют собой борта грабена. Внешний склон этих хребтов также раздроблен, амплитуда колебаний рельефа, достигает здесь 1000 м. Для некоторых срединных хребтов (Восточно-Тихоокеанское поднятие) зона рифтовых долин не установлена. Предполагают, что здесь рифтовая зона еще не образовалась. Рифтовые долины сформировались в процессе новейших тектонических движений в неоген-четвертичное время и образование их еще не завершено. Об этом свидетельствует большая сейсмичность в этих областях, приуроченность эпицентров землетрясений к сводовым частям хребтов, проявления вулканизма. Исландия представляет собой крупный участок Срединного океанического хребта, который поднялся над уровнем океана. Сводовая его часть разбита глубокими разломами, которые образуют систему Большого Исландского грабена, и соответствует рифтовой долине в подводных хребтах. Растяжение здесь земной коры идет приблизительно со скоростью около 3,5 м за 1000 лет (3,5 см/год).

- 2) **Океанические плато** (плато Риу-Гранди, Хируканги). Они располагаются на глубинах до 2500-3000 м, склоны крутые. Равнинный рельеф нарушается тектоническими уступами, подводными горами сбросово-глыбового типа, вулканами.
- 3) **Абиссальные котловины** занимают наибольшую площадь ложа океана. Рельеф их представлен в основном расчлененными и плоскими равнинами. а) Расчлененные равнины наиболее распространены на дне океана. Степень расчлененности их различна. Выделяются холмистые равнины (если образование расчлененности связано с неравномерным осадконакоплением), бугристые или мелко-расчлененные (расчлененность обусловлена тектоническими процессами). Рельеф бугристых равнин осложнен подводными горами сбросово-глыбового типа, вулканическими конусами, гайотами. **Гайоты** - это резко возвышающиеся среди абиссальных равнин вулканические конусы с плоской вершиной, срезанной абразией.



## Карта океанических плато

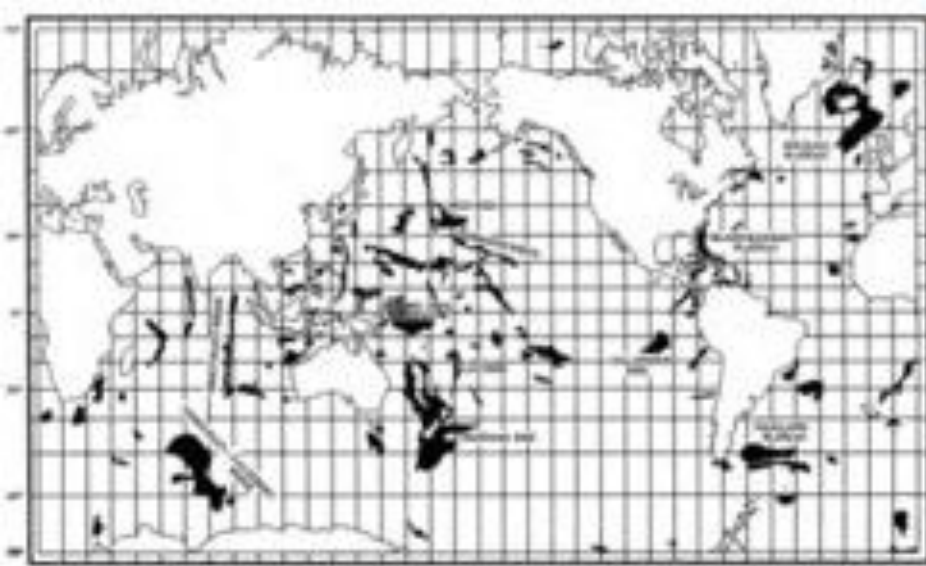
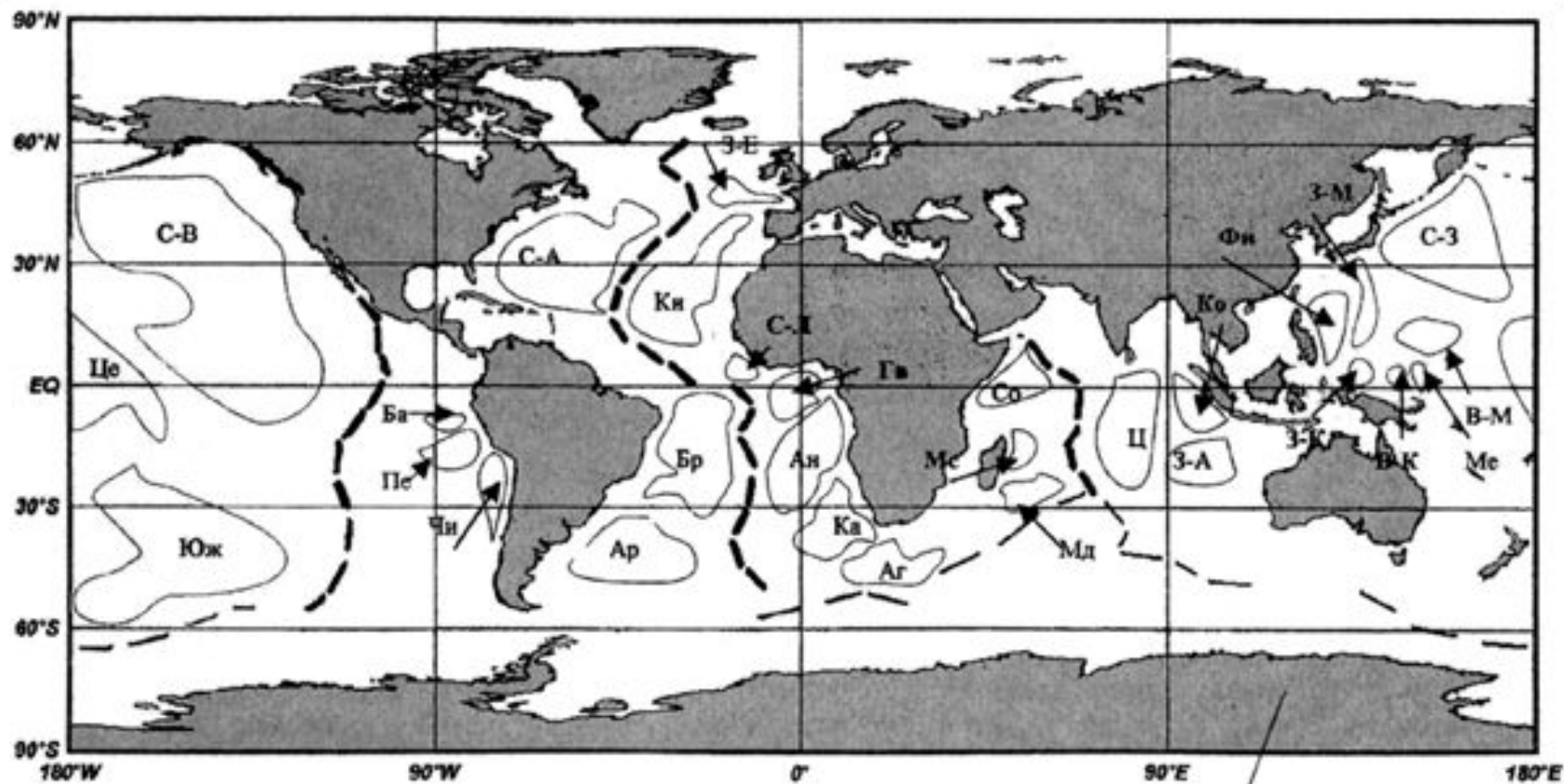
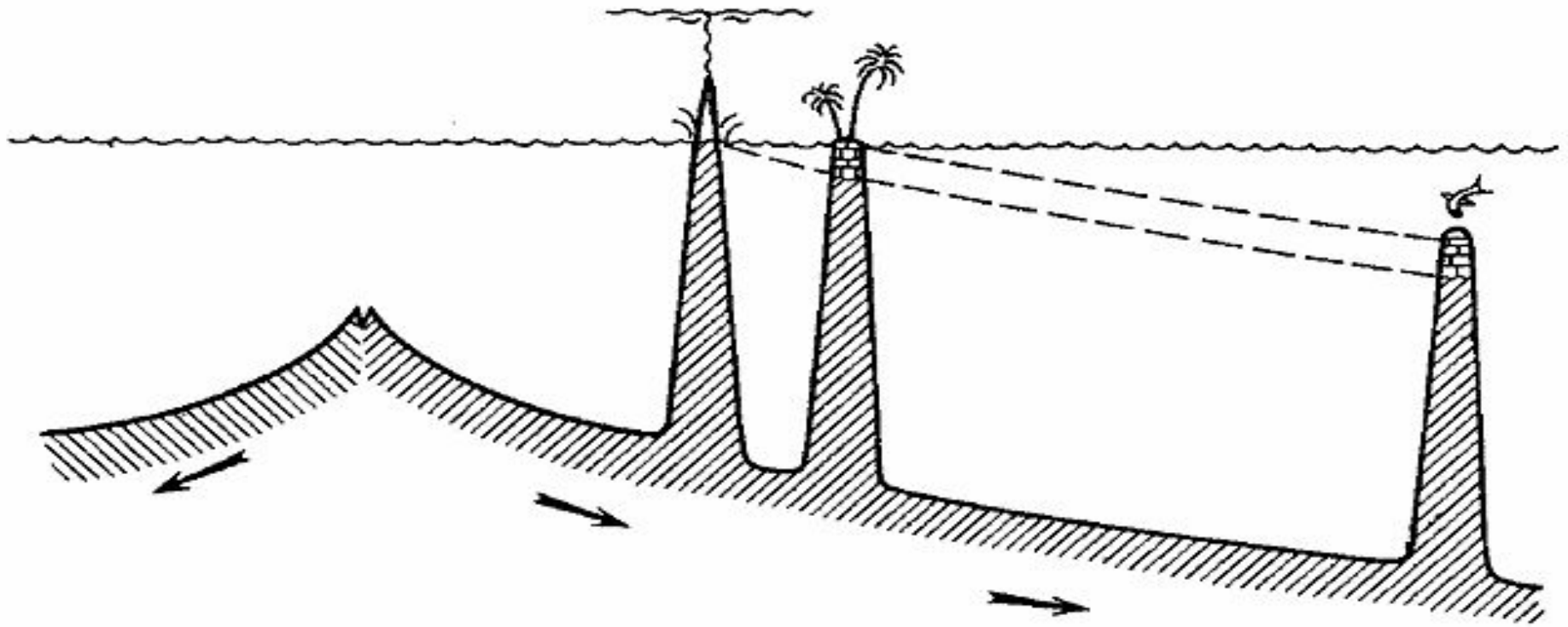


Схема расположения срединно-океанических хребтов и абиссальных котловин в Мировом океане





Абразия действует в среднем до глубины 200 м, а вершины гайотов располагаются на глубине 1,5-2 км. Такое положение гайотов связано с опусканием участков океанического дна в неогеново-четвертичное время. б) Плоские равнины образовались в результате выравнивания участков абиссальных котловин под действием аккумулятивных процессов.

- **Рельеф Мирового океана - результат сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов**, при ведущей роли первых. Дифференциация дна океана на крупные зоны, происхождение всех крупных элементов рельефа дна является результатом деятельности эндогенных процессов, они являются продуктом действия мощных сил, протекающих в недрах нашей планеты. К видимым проявлениям этих сил относятся крупные разломы широтного простирания в Тихом океане, разрывные нарушения - рифтовые долины, каньоны, вулканы, когда в течение нескольких дней возникают конусы высотой, несколько сот метров, землетрясения, сопровождающиеся резкими локальными изменениями рельефа дна океана.
- Из экзогенных процессов большая роль в формировании принадлежит аккумуляции в прибрежной зоне - абразии. Под действием аккумуляции происходит формирование рельефа материкового подножия, отдельных типов абиссальных котловин. Большую разрушительную работу производят морские течения, волны-цунами, возникающие при землетрясениях. Большая роль в формировании рельефа подводной окраины материков и прилегающей к ней части ложа океана и на участках подводного вулканизма, на склонах впадин, хребтов, плато, принадлежит подводным оползням и мутьевым потокам. Таким образом, рельеф дна океана является следствием взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

• Моря и океаны являются бассейнами накопления осадков, выносимых с суши реками, ледниками и эоловым путем. Значительное количество осадков терригенного происхождения поступает в морские бассейны и в результате абразии берегов самими морями. В морях и океанах широко развиты различные процессы и скорости подводной эрозии и аккумуляции на морском дне соизмеримы с таковыми на суше. В морских отложениях выделяется целый ряд генетических типов и многочисленные фации, их составляющие. На морском дне формирование различных по генезису типов осадков проходит под воздействием трех главных факторов: рельефа, климата и динамики среды осадконакопления. Высокая плотность водной среды, в которой происходит морская седиментация, делает ее **динамикой** ведущим фактором фациальной дифференциации морских осадков. Динамика среды морского осадконакопления определяется двумя главными типами процессов: *гидрогенным* и *гравитационным*, определяющими формирование главнейших генетических типов морских отложений. К **гидрогенным** относятся процессы, где основным агентом является кинетическая энергия воды. Среди высокоэнергетических гидрогенных процессов выделяются *волнение* и *течения*.

- Волнение характеризуется колебательными движениями воды с деформациями и разрушением волн на прибрежном мелководье. Различного рода течения, образующиеся под воздействием многих факторов, характеризуются поступательным и однонаправленным движением водной массы.
- **В гравитационных процессах** определяющими факторами перемещения и отложения наносов являются сила тяжести и масса самих частиц вещества. К высокоэнергетическим гравитационным процессам относится *обваливание* и *оползание*, а также перемещение вещества *потоками высокой плотности* (обломочными, грязевыми и т.п. Низкоэнергетическим процессом является так называемая "*нефелоседиментация*" (nephele - греч. облако), когда происходит медленное осаждение взвеси малой плотности, "частица за частицей".
- На проявление этих ведущих процессов морской седиментации большое влияние оказывает климатическая и в особенности геоморфологическая зональность. Гидрогенные, гравитационные и другие процессы по-разному проявляются в различных зонах Мирового океана, В связи с этим для выделенных геоморфологических зон характерны свои специфические генетические типы и фации морских отложений, резко отличающиеся по своему строению и составу.

- Накопление различных четвертичных отложений происходит в различных *седиментационных ловушках*, хотя, конечно, существуют и площадная седиментация. Под седиментационными ловушками понимаются участки, где под воздействием различных факторов происходит быстрое локализованное осадконакопление, приводящее к формированию крупных аккумулятивных тел, сохраняющихся в геологических разрезах.
- Все многообразные ловушки осадочного материала можно подразделить на два главных типа: *структурно-геоморфологические* и *седиментационные*.

# • Основные типы ловушек осадочного материала

## 1. Структурно-геоморфологические

### А. Структурные

1. Грабены
2. Рифты
3. Желоба
4. Синклинали
5. Мульды

### Б. Эрозионные

1. Затопленные речные долины шельфа
2. Отмершие русла каньонов на континентальном склоне
3. Отмершие русла высокоплотностных потоков на континентальном подножии

## II. Седиментационные

### А. Гидродинамические

1. Дельты
2. Лиманы, эстуарии и лагуны
3. Косы, бары, пересыпи
4. Приливные гряды
5. Валы контуритов

### Б. Гравитационные

1. Глубоководные конусы выноса
2. Подножия крутых уступов склона и русла каньонов

### В. Биоседиментационные

1. Кораллово-водорослевые рифы
2. Ракушечные банки

### Г. Хемоседиментационные

1. Эвапориты

- К особому типу (статическому) относятся *биохемоседиментационные* процессы, которые приводят к возникновению аккумулятивных форм рельефа, образованных непеременными остатками донной фауны (ракушечные банки, рифы и т.п.) и продуктами химического взаимодействия верхнего слоя осадков с наддонной водой (эвапоритами и т.п.).
- К первым относятся отрицательные элементы рельефа различного генезиса, формы и размеров с относительно пониженной по сравнению с окружающими участками придонной гидродинамической активностью. На этих участках может происходить интенсивная локальная разгрузка (осаждение) поступающих наносов. Как правило, такие понижения рельефа дна при достаточном количестве наносов быстро выполняются осадками. Однако они могут существовать и довольно длительное время, если в них действуют течения, способные перемещать и выносить поступающий осадочный материал.



- К седиментационным ловушкам относятся крупные положительные аккумулятивные формы, целиком созданные экзогенными процессами, практически без прямого влияния тектонических факторов.
- Наиболее крупными ловушками структурно-геоморфологического типа являются *глубоводные желоба*. Скорости осадконакопления в днищах желобов находятся в тесной зависимости от количества поступающих наносов и колеблются в широких пределах от 30 до 300 см/тыс. лет. В результате таких высоких скоростей осадконакопления за последние несколько сот тысяч лет в Алеутском и Южно-Чилийском желобах накопилось более 1 км осадков.
- *Затопленные речные долины* на шельфе являются характерным примером структурно-геоморфологических ловушек эрозионного происхождения. Эти подводные долины, как правило, заполняются частично или полностью довольно мощной толщей глинистых терригенных илов.

- Специфические ловушки осадочного материала располагаются у основания крутых уступов континентального склона и подножия, где могут накапливаться оползневые массы многометровой мощности.
- Таким образом, на континентальных окраинах активное осадконакопление происходит в различных седиментационных ловушках, в них формируются крупные аккумулятивные тела. Выделение седиментационных ловушек имеет большое палеогеографическое значение, так как позволяет определить древние среды осадконакопления, особенности палеорельефа и наметить разновозрастные береговые линии.

- **11.2. Гидрогенные факторы рельефообразования**

- Отложения гидрогенного генетического типа развиты преимущественно в прибрежной зоне и на шельфе, Прибрежная зона является областью волнового перемещения и аккумуляции осадочного материала, Здесь формируются отложения прибрежных осадков волновой аккумуляции, или так называемых *волновых* отложений. Другие факторы (например, различные течения) в этой зоне играют второстепенную роль. Главным динамическим агентом формирования волновых отложений являются прежде всего те колебательные движения воды у дна, которые вызываются деформацией и разрушением волн на любом прибрежном мелководье. Следовательно, волновые фации формируются в зоне от начала деформации волн на мелководье до полосы их полного разрушения на урезе. Волновые отложения прибрежной зоны образуют широкий спектр хорошо известных береговых аккумулятивных форм; береговых валов, кос, пересыпей, баров, пляжей, барьерных островов, морских аккумулятивных террас.

- К первой фации относятся *пляжевые* отложения уже разрушенной волны, или так называемого *прибойного потока*, действующего на приурезовом откосе. Это наиболее грубые и слабо сортированные осадки, среди которых на современных пляжах преобладают пески, но широко развиты и различные более грубые гравийно-галечные и ракушечные отложения. Среди волновых отложений выделяются три основные фации, четко различающиеся по литологическим признакам.
- Для них характерна косая слоистость пляжевого типа и максимальная концентрация изометричных по форме частиц тяжелых минералов с плотностью более  $4 \text{ г/см}^3$ . Эти минералы (касситерит, шеелит и др.) могут формировать россыпные скопления.
- Вторая фация представлена отложениями *приурезовой зоны* разрушения волн. Они слагают характерные аккумулятивные формы в виде подводных береговых валов. Здесь резко преобладают средне- и мелкозернистые пески, местами с четкой косой слоистостью. Характерна небольшая примесь алевритовых (менее 0,1 мм) частиц, практически не встречающихся в фации прибойного потока. Для мономинеральных зерен характерна концентрация среднетяжелых (от 3 до  $4 \text{ г/см}^3$ ) и менее изометричных по форме частиц, например, типа роговых обманок.

- Третья фация волновых отложений формируется во *внешней зоне* первичной деформации волн на мелководье, обычно глубже полосы подводных береговых валов. Она представлена неслоистыми или слабослоистым и мелкозернистыми, часто алевритистыми песками. В них концентрируются наиболее мелкие и уплотненные зерна (например, слюды).
- Отложения всех волновых фаций гидрогенного типа занимают всегда одно и то же положение в пространстве относительно друг друга. Поэтому в разрезе любой аккумулятивной береговой формы наблюдается как бы элементарный ритм, в котором нижний горизонт сложен алевритистыми песками фации внешней зоны деформации волн, над ними залегают пески фации зоны разрушения волн, и венчается разрез грубыми песками фации прибойного потока.

• В сторону моря прибрежная зона переходит в *шельф*, глубина которого колеблется от 20-50 до 400-500 м. Шельф в переводе с английского языка означает "полка". Он образует почти плоскую, слабонаклонную полку между берегом и континентальным склоном, от которого он отделен четко выраженной бровкой. В отличие от прибрежной зоны дно шельфа не подвергается воздействию волнения. Поэтому здесь основными гидрогенными факторами осадконакопления являются не волны, а различные *течения*, среди которых наибольшее значение имеют *штормовые* и *приливно-отливные*. При формировании фации течениевых отложений главным динамическим агентом накопления является не колебательное, а поступательное и однонаправленное движение водной массы. Отложения течений формируются за счет размыва и переотложения рыхлых осадков, слагающих дно шельфа. Среди них можно выделить фацию *реликтовых* отложений и фацию *переотложенных* отложений. К реликтовым относятся отложения, оставшиеся неперемещенными в местах интенсивного размыва дна. Они образуют маломощные, плащеобразные покровы плохо сортированных крупно- и среднезернистых песков со значительной примесью гравийно-галечного и даже валунного материала.

- *Вторая фацция течениевых отложений* формируется приливными и штормовыми течениями из вымытого и переотложенного осадочного материала. Переотложенные отложения представлены преимущественно мелкозернистыми песками и реже крупными алевритами, местами с косой или волнистой слоистостью. В рельефе дна они образуют крупные, вытянутые по направлению господствующих течений аккумулятивные гряды длиной до первых десятков километров, шириной в сотни метров и высотой в несколько десятков метров. Скорость перемещения приливо-отливных гряд в проливе Ла-Манш достигает 25-30 м/год.

- Кроме гидродинамически активных обстановок, на отдельных участках шельфа могут существовать и низкоэнергетические, "пассивные" условия осадконакопления. На этих участках господствующим способом накопления осадков является *гравитационное осаждение* взвеси малой плотности, В результате такого спокойного осаждения формируется нефелюидная фация. Она может быть представлена двумя основными типами осадков. Первый — это монотонные или слабослоистые илы, формирующиеся в условиях равномерного и интенсивного поступления осадочного материала. Второй тип слагается слоисто-пульсационными отложениями, образующимися при различающимся по интенсивности и составу поступлении взвешенного материала. Обычно это терригенные алевритово-глинистые отложения с четкой горизонтальной слоистостью. При снижении темпов поступления терригенной взвеси образуются прослойки, обогащенные ракушей.



- *Гидрогенный генетический тип* формируется также и на континентальном склоне, в особенности на его подножии, под воздействием так называемых *контурных течений*, образующихся вследствие разной плотности теплых и холодных вод. Они действуют на громадные расстояния. Например, холодные придонные воды Антарктической окраины проникают на север вплоть до экватора и даже далее. Под воздействием контурных течений образуются отложения - *контуриты*. Они слагают аккумулятивные валлообразные тела шириной в десятки и длиной в многие сотни километров, при мощности до 1-1,5 км. Эти аккумулятивные образования, как и береговые аккумулятивные формы, возникают при падении наносодвижущего потенциала контурных течений после огибания ими выступов континента в виде крупных мысов. Контуриты представлены глинами и алевритистыми глинами с прослоями алевритов и тонкозернистых песков с мелкой волнистой косо́й слоистостью. В контуритах прослеживается градационная и мелкая косо́я слоистость.

- Гидрогенные процессы во многом определяют фаціальную дифференциацию и глубоководных осадков абиссальных равнин.
- Гидродинамический режим океана контролирует состав, продуктивность и распределение биоса, являющегося главным поставщиком материала для океанических осадков. С общей системой океанских течений связано размещение основных фаціальных комплексов отложений. Эти комплексы образуют латеральный ряд от кремнисто-карбонатных накоплений высокопродуктивной тропическо-экваториальной зоны через область развития фаций глубоководных эпелагических глин к высокоширотным зонам повышенного кремненакопления.
- Структура водной толщи характеризуется вертикальной зональностью, влияющей на состав и распределение осадков. С ней связана **критическая глубина карбонатообразования** (КГК), играющая важную роль в формировании карбонатных фаций. В каждом из океанов КГК находится на различных отметках. Наиболее высокое (3000 м) положение она занимает в полярных районах и вдоль континентальных окраин. Самым низким (4500-5000 м) уровнем КГК характеризуется область экваториального течения в Тихом океане.

• Другая разновидность вертикальной зональности связана с кислородным режимом водной толщи. Поверхностный слой океана обильно насыщен растворенным кислородом благодаря обмену с атмосферой и фотосинтезу. Ниже располагается интервал, обедненный им. Это так называемый слой кислородного минимума, имеющий в различных местах разную мощность и положение (от 100 до 1300 м, редко до 2000 м). Под слоем кислородного минимума находится вторая «кислородная зона», обусловленная опусканием в зонах конвергенции богатых кислородом вод из поверхностного слоя и отсутствием на глубинах активных потребителей кислорода. Мощность и глубинное положение зон, обогащенных кислородом, существенно влияют на биогенное кремненакопление. Карбонатные фации очень широко распространены в океанах, и практически все они имеют биогенное происхождение. Их основными компонентами являются остатки микроорганизмов, количественные соотношения и сохранность которых во многом определяются положением дна по отношению к лизоклину и критической глубине карбонатообразования. Для пелагических карбонатов характерны *биотурбации* (нарушения, связанные с деятельностью организмов).

- Кремнистые фацции приурочены к трем широтным поясам биогенного кремненакопления - экваториальному и двум в умеренных широтах. Для последних характерно обилие остатков диатомовых водорослей, а для экваториального, кроме того, и радиоляриевых остатков.
- Фацции эвпелагических (явно морских) глин, называемых *красными глубоководными глинами*, распространены в наиболее глубоких частях океана, где дно опущено ниже уровня критической глубины карбонатообразования. Они занимают до 50% площади дна Тихого океана и около 25-30% - Атлантического и Индийского, располагаясь в наиболее отдаленных от континентов частях океанов. Эвпелагические глины имеют характерную красновато-коричневую окраску и состоят из наиболее тонких частиц. Содержание в них пелитовых фракций (<0,01 мм) нередко достигает 95-98%. В составе глин кроме продуктов дальнего разноса терригенного материала, большое значение имеют аутигенные (образованные на месте, в среде нахождения) минералы, представленные цеолитами. За редким исключением глины бескарбонатны или слабокарбонатны, органическое вещество в них практически отсутствует. Для них характерно присутствие вулканогенного пеплового материала, других пылеватых частиц эолового разноса и метеорной пыли.

- **11.2. Гравитационные факторы рельефообразования**
- Гравитационный генетический тип морских отложений наиболее широко развит на континентальном склоне и подножии. На континентальном склоне и подножии дифференциация терригенного осадочного материала, поступающего с суши и шельфа, осуществляется преимущественно гравитационными процессами; гидrogenные процессы имеют здесь подчиненное значение.
- Гравитационные процессы подразделяются на три главных типа: 1) *обваливание и оползание*, 2) *течение вещества в виде вязких и дисперсионных потоков высокой плотности*, 3) *перемещение вещества в виде несвязных жидких высокоплотностных потоков*. Эти процессы и приводят к формированию трех основных групп фаций морских гравитационных отложений.
- **При обвалах и оползнях** происходит простое механическое перемещение крупных блоков, глыб и других обломков различных размеров под действием силы тяжести. При этом не происходит существенного нарушения их внутренней структуры.

- Перемещение обломков в обвалах происходит при упругом взаимодействии их между собой и поверхностью склона. Для возникновения обвальных накоплений необходимы крутые и высокие склоны. Отложения этой группы фаций имеют наиболее широкое распространение на активных континентальных окраинах с резко контрастными новейшими тектоническими движениями и глубоко расчлененным рельефом.
- **Обвальные отложения** характеризуются плохой сортированностью, хаотическим расположением обломков и глыб, обычно угловатых или полуокатанных. Они содержат очень мало заполняющего вещества, и обломки, как правило, соприкасаются непосредственно друг с другом. Какая-либо слоистость обычно не прослеживается. Формирование морских отложений оползневого генетического типа, в отличие от обвалов, происходит и на пологих склонах, с уклонами  $3-4^\circ$  и даже менее. Так, например, в авандельте Миссисипи, где происходит очень быстрое накопление рыхлых осадков, оползни обнаружены на открытых склонах с углами всего лишь  $0,2^\circ$ .

- Оползни могут охватывать участки склона от нескольких кв. метров до десятков тысяч кв. метров. Поэтому оползание, характерное для районов с высокими скоростями осадконакопления, является важным агентом перемещения осадков по континентальному склону в более глубокие части океанских бассейнов. Оползневая группа фаций широко распространена на континентальном склоне и, в особенности, на подножии. Так, около 50% осадков континентального подножия атлантической окраины Северной Америки представлено оползневыми образованиями. Отложения оползневой группы фаций, в отличие от обвальных отложений, характеризуются четкой слоистостью. Эта слоистость часто нарушается в основании слоя или его верхней части, где происходят значительные деформации с формированием мелких складок и разрывов.

- Ко второму типу подводных гравитационных процессов перемещения относятся *вязкие* и *дисперсионные потоки* осадочного материала. Они возникают тогда, когда сдвиговые напряжения распространяются по всей перемещающейся массе породы. Среди них выделяют *потоки обломков*, *потоки зерен* и *грязевые потоки*. Отложения этих потоков существенно отличаются друг от друга и формируют соответствующие фации.
- **В обломочных потоках**, имеющих скорость от 10-50 до 100 см/с, обломки перемещаются за счет выталкивающей силы заполняющего вещества, обычно имеющего глинистый состав. Они обладают значительной транспортирующей способностью и могут переносить большой объем грубого обломочного материала на значительные расстояния по относительно пологим склонам. Отложения обломочных потоков характеризуются большим содержанием заполняющего вещества и слабо выраженными текстурными особенностями. Гранулометрическая характеристика отложений обломочных потоков варьирует от глин с редкими крупными обломками (до 0,5 м и более) до галечных отложений с тонкозернистым, преимущественно глинисто-алевритистым заполняющим веществом.



- **В зерновых потоках** перемещение происходит за счет дисперсионного давления, образующегося при взаимодействии между отдельными зернами или частицами. Такие потоки образуются на крутых склонах при углах естественного откоса или близких к ним. К фации зерновых потоков уверенно можно отнести только маломощные прослойки глубоководных песков с обратной градационной слоистостью.
- **В грязевых потоках** происходит преимущественно движение пластичных глин, возникающее даже и при небольших уклонах склона. Фация грязевых потоков представлена маломощными прослоями глин и выделяется условно. После насыщения осадка водой, когда он превращается в вязкую жидкость, на подводных склонах образуются потоки *разжиженных осадков*. В этих потоках обломки поддерживаются вертикальной составляющей течения поровой жидкости, заполняющей пространство между отдельными взвешенными, несоприкасающимися частицами. Отложения разжиженных потоков представлены маломощными слоями тонкозернистых песков и грубых алевроитов, большей частью неслоистых. Иногда прослеживается градационная слоистость по всему слою или его части.

- Важным механизмом перемещения взвешенных глинисто-песчаных наносов от береговой зоны до абиссальных равнин являются *турбидитные течения*, или *мутьевые потоки*, наиболее широко развитые на континентальном склоне и подножии, В них частицы поддерживаются во взвешенном состоянии турбулентцией, возникающей в результате гравитационной неустойчивости между отдельными слоями жидкости с различной плотностью. Для образования турбидитного течения необходимо, чтобы имелся слой воды с плотностью 1,1 г/см или более. Турбидитными течениями формируются классические турбидиты, характеризующиеся циклической градационной слоистостью. Различные высокоплотные потоки при поступлении большого количества осадочного материала формируют очень крупные аккумулятивные тела *глубоководных конусов выноса*, нередко образующих с дельтами единые природные системы. Глубоководные конусы протягиваются от устьев питающих каньонов на сотни километров вплоть до абиссальных равнин и

- Проявление осадкообразующих гравитационных процессов в различных частях конусов выноса (верхней, средней и нижней) существенно различается. Так, в верхней части конусов преобладают оползневые процессы и перемещение осадочного материала в виде вязких и жидких высокоплотных потоков. Они и формируют соответствующие фации, представленные наиболее грубыми галечниково-песчаным и отложениями а также слоистыми алевритами и глинами . В средней части конусов крупность терригенного осадочного материала существенно уменьшается, и здесь развиты пески и алевриты, переслаивающиеся с глинистыми илами . Для средней части конусов характерно развитие наложенных *вторичных конусов ("супрафанов")*, формирующихся в устьях подводных русел и представленных хорошо сортированными тонкозернистыми песками. В нижней части конусов резко преобладают процессы турбидитного и нефелоидного осадконакопления. Поэтому здесь развиты классические турбидиты с типичной градационной слоистостью. Мощность осадков конусов выноса может достигать нескольких километров.

## •11.4. Айсберговые факторы рельефообразования

•Айсберги представляют собой громадные отторженцы шельфовых ледников Антарктиды и Гренландии. Они содержат большое количество обломочного материала, в основном моренного, захваченного ледником при движении по материку. Под воздействием ветров и течений айсберги выносятся далеко за пределы полярных морей. При таянии айсбергов, заключенный в них обломочный материал опускается сквозь значительную (до 3-4 километров) толщу воды, что приводит к удалению части тонкого, пелитового и алевроитового, а иногда и песчаного материала. Айсберговый тип представлен песчано-алеврито-глинистыми осадками с рассеянными гальками и валунами. Окатанность обломочного материала практически отсутствует или очень слабая. Поверхность обломков шероховатая, в айсберговых отложениях прослеживается неясная, а местами четкая тонкая горизонтальная слоистость.

- Грубый обломочный материал наиболее широко развит на шельфе, песчаный преобладает на континентальном склоне, а пелитовый начинает господствовать на континентальном подножии, Он представлен тонко дисперсным кварцем и полевыми шпатами, а из глинистых минералов - лишь иллитом и хлоритом.
- Айсберговые отложения развиты не только на материковой окраине, но и в южных частях ложа Атлантического, Индийского и Тихого океана. Основная масса айсберговых грубых плохо сортированных отложений опоясывает Антарктический материк почти сплошным кольцом шириной 500-750 км и более.

- **11.5. Биогенные факторы рельефообразования**
- Этот тип представлен скоплениями непеременных скелетов безкостных организмов. Среди них наибольшее значение имеют *кораллово-водорослевые рифы* и *ракушечные банки*. **Рифы** являются крупными аккумулятивными формами континентальных окраин и представляют собой созданные организмами сооружения, каркас которых достаточно прочен, чтобы противостоять действию волнения. Рифовые постройки покоятся на основании, состоящем как из животных (кораллы, мшанки, фораминиферы и др.), так и растительных (водоросли) остатков. Для их образования необходим ряд экологических условий. Во-первых, такие постройки могут образовываться при температуре воды не ниже  $+18^{\circ}$  -  $+20^{\circ}\text{C}$ . Поэтому они встречаются лишь в тропических морях. Во-вторых, их существование возможно только в воде с нормальной соленостью. Поэтому в районах с резким опреснением морской воды, например, в авандельтовых участках крупных рек, рифовые постройки, как правило, не формируются. В-третьих, для нормального роста органогенных построек необходимо достаточное количество солнечного света. Поэтому большинство рифовых образований может активно развиваться на глубинах не более 40-50 м.

- Органогенные сооружения чутко реагируют на загрязнение воды. Живые организмы, образующие постройки, любят чистую и прозрачную воду. Благоприятные условия для роста рифов создаются там, где имеются постоянные течения и волновое движение воды, что способствует обильному снабжению рифостроящих организмов пищей в виде планктона и усиленному кислородному обмену. Для появления органогенных построек необходимо расселение организмов по дну бассейна отдельными скоплениями с высокой плотностью поселения. Такими участками служат положительные формы рельефа морского дна. Рифы делятся на три основных типа: *береговые*, *барьерные* и *кольцевые*, представляющие собой единый генетический ряд. Береговые, или окаймляющие, рифы формируются у берегов и часто бывают соединены с сушей. Барьерные рифы представляют собой валы, поднимающиеся со дна моря, параллельные берегу и отделенные от него каналом или лагуной.





• У Большого Барьерного рифа, вытянутого почти на 2000 км вдоль восточного побережья Австралии, средняя ширина лагуны составляет 30-50 км. Кольцевые рифы обычно представлены *аттолами* - образованиями округло-овальной формы, растущими, как правило, на глубоководном цоколе и окаймляющие лагуны. Подводным цоколем часто являются вулканические конусы, резко обрывающиеся по краям к значительным глубинам.

• **Ракушечные банки** - скопления раковин, створок или других скелетных остатков одиночных организмов на месте их поселений. Биоценоз определяется одной доминирующей формой, с которой жизненно связано несколько других. Для формирования банок нужен активный гидродинамический режим, и обычно они приурочены к участкам с донными течениями на малых глубинах. Известны поселения и на глубинах в сотни метров, но они все так и редки и специфичны. Температура воды контролирует общую массу ракушечных банок, их разнообразие и видовой состав. Банки могут образовываться и в северных морях. Геоморфологически поселения выделяются плоскими возвышениями дна, но нередко банки и на одном уровне с дном, сложенным другими осадками.



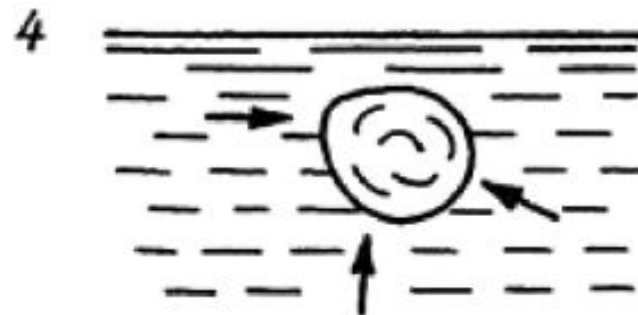
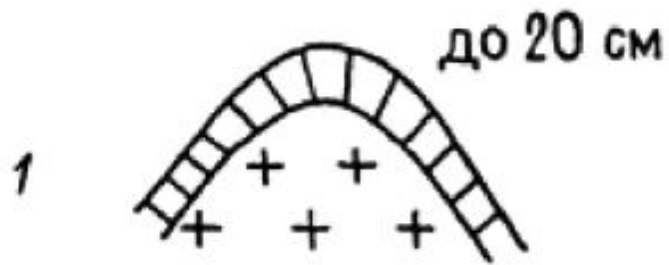
- Ракушечные банки

- **11.6. Хемогенные факторы рельефообразования**
- Хемогенные отложения возникают главным образом за счет собственных ресурсов морских вод, когда другие процессы имеют подчиненное значение и тип аккумуляции определяется химическими процессами - выпадением в осадок растворенных веществ. Основным типом хемогенных образований являются *лагунные* отложения, формирующиеся в жарком аридном климате. Отложение известковых, доломитовых, сульфатных и галогенных солей происходит при испарении воды в мелководных лагунах, как правило, имеющих постоянный подток морской воды.
- Карбонат кальция выпадает из морской воды химическим путем в виде мелких шариков, называемых *оолитами* (от греч. *оо* - яйцо и *lithos* - камень) (из них образуются оолитовые известняки), а также тонкие известковые илы, имеющие широкое распространение, особенно в теплых морях.



**МАГНЕТИТ**  
*Magnetite*  
 $\text{FeFe}_2\text{O}_4$   
Иркутская обл., Рудногорское. 1989

- В переходной области от шельфа к континентальному склону местами образуются хемогенные *фосфориты*, которые могут быть источниками фосфатного сырья. Вместе с фосфоритами часто встречаются *глаукониты* в виде аутигенных зерен и агрегатов, детритовых зерен и выполнений раковинок фораминифер и других организмов,
- К хемогенному генетическому типу относятся также *железо-марганцевые конкреции* и *корки*, широко распространенные на дне Мирового океана. По своему происхождению они являются *седиментогенно-диагенетическими* и представляют собой типичные хемогенно-осадочные образования, механизм формирования которых еще не до конца выяснен. Сейчас установлено, что в их формировании участвуют также гидрогенные и биогенные факторы.
- При гидрогенных процессах гидроокислы железа и марганца выпадают химическим путем непосредственно из воды, и конкреции лежат на поверхности дна.

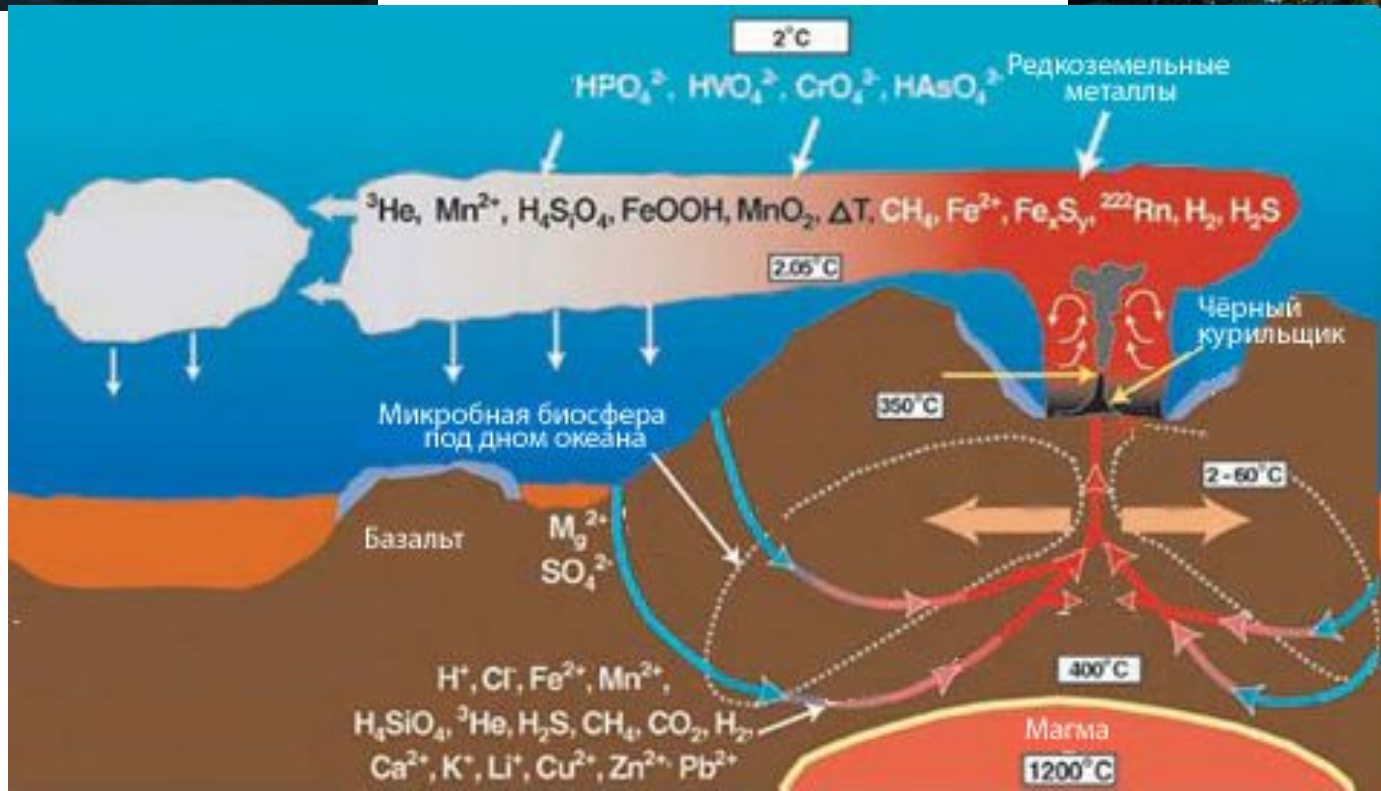
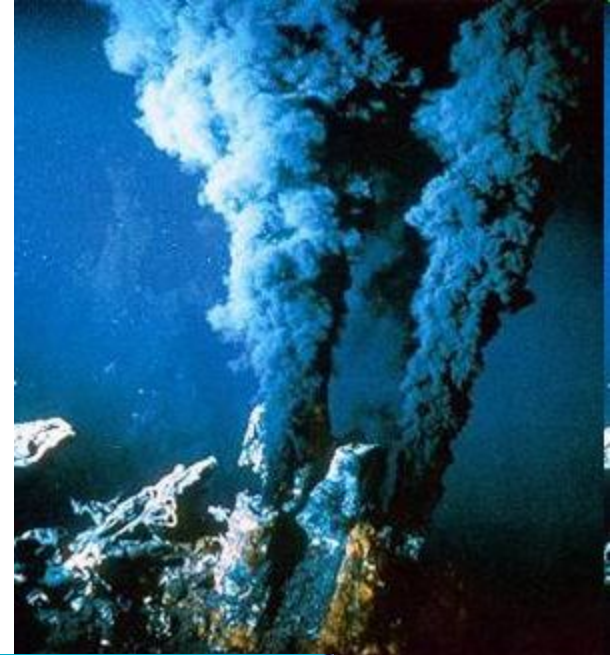


- **Схема формирования различных типов железо-марганцевых конкреций и корок** (по И.Х. Шурдмаа), 1- корки, облекающие выступы инородного основания (обозначен крестиками); 2 - седиментационные конкреции; 3 - седиментационно-генетические конкреции; 4 - диагенетические конкреции

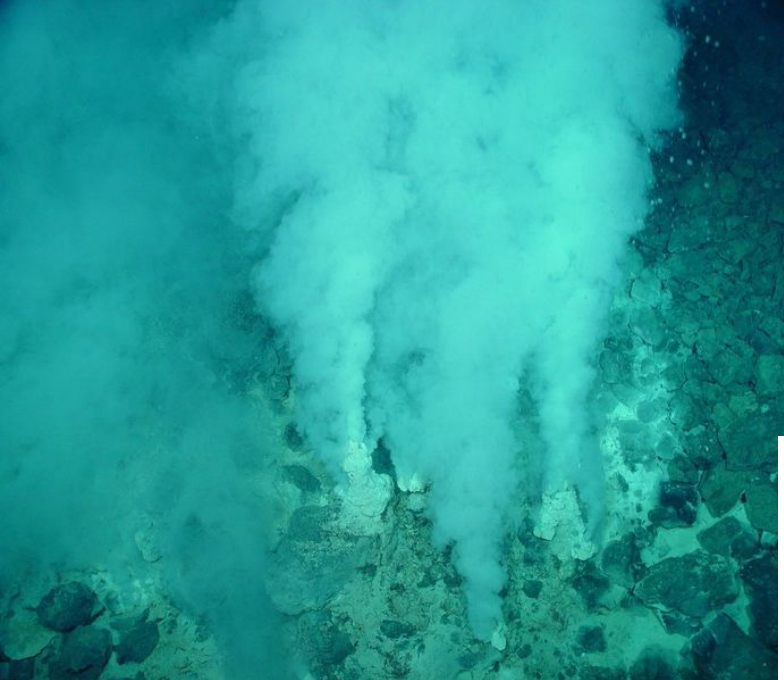
- Диагенетический механизм образования конкреций предполагает поступление вещества из иловых вод в процессе диагенеза осадков. Конкреции при этом целиком погружены в донные отложения (рис. 175, 4), для верхней части которых характерен геохимически активный слой мощностью до нескольких сантиметров. Жизнедеятельность организмов способствует накоплению полезных компонентов в океанских водах, а первичная биологическая продуктивность обеспечивает органический углерод и кислород, необходимые для конкрециеобразования. Если половина конкреции находится в воде, а другая часть погружена в осадки, образуются так называемые седиментационно-диагенетические конкреции, которые обычно имеют грушевидную форму. Конкреции, как правило, залегают в виде отдельных стяжений на поверхности океанского дна в один слой вдоль границы осадок - вода. Но иногда они лежат настолько плотно, что образуют сплошной покров, который называют *"подводномостовыми"*. Иногда на выступах коренных пород формируются корки мощностью до 20 см, характеризующиеся повышенным содержанием кобальта и железа.

- **11.7. Гидротермальные факторы рельефообразования**
- Гидротермальные отложения представлены *металлоносными* осадками и *массивными сульфидами*, образующими различные постройки. Металлоносные осадки, содержащие более 10% железа и повышенные концентрации ряда других металлов, были обнаружены вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия и в Красном море. В последней впадине в результате выходов высокосолёных гидротермальных растворов образовалась стратиморфная залежь металлоносных отложений длиной в 13 км, шириной 5 км и мощностью 10 м. **Массивные сульфиды** были найдены сначала в отдельных пробах из рифтовых долин срединно-океанических хребтов, а затем были обнаружены и выходы высокотемпературных гидротерм с сульфидами. Постройки слагаются пористым, подобно губке, аморфным кремнеземом и сульфидами в виде мелких трубок, инкрустаций и выполнений пустот.

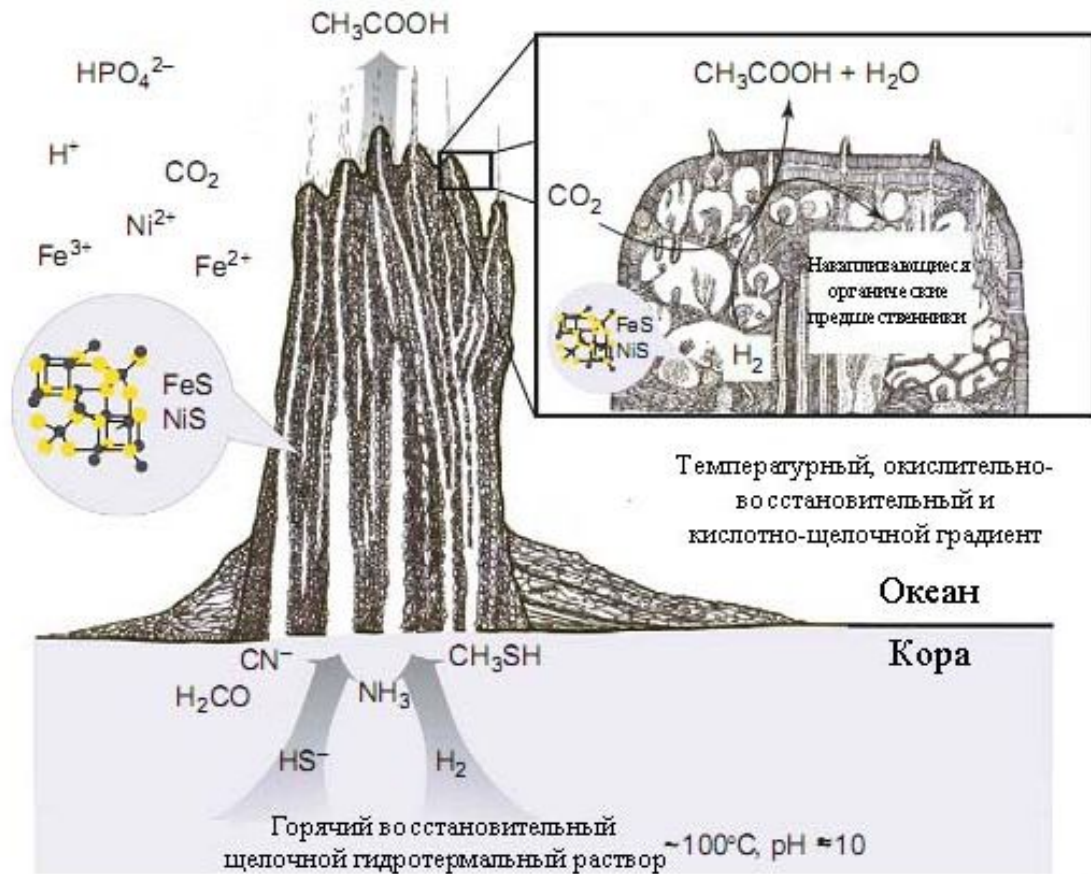




- Не весь сульфидный материал осаждается у выхода гидротерм и на стенках подводящих каналов. Значительная часть растворенных сульфидов выносятся в виде растворов в океанскую воду. В окислительной среде придонных вод из гидротермальных растворов выделяются тонкодисперсные частицы сульфидов в виде черного облака. Эти облака на подводных фотографиях выглядят как дым из печных труб. Поэтому такие активные выходы были названы *"черными курильщиками"*. *"Белые курильщики"* образуются при выходах гидротерм, богатых серой и другими светлыми минералами. Скорость роста конусов и столбов активных курильщиков может превышать 30-40 см в год.
- Холмики и трубы массивных сульфидов на океаническом дне физически и химически неустойчивы и постепенно разрушаются, превращаясь в груды обломков. Срастание таких реликтовых сульфидных холмиков, увенчанных трубами, может привести к формированию крупных тел массивных сульфидов, имеющих очень молодой возраст и представляющих интерес с точки зрения добычи полезных ископаемых.



Более холодный, более кислый океан  $<20^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{pH} \approx 6$   
с большим окислительным потенциалом.



- **11.8. Подводно-элювиальные факторы рельефообразования**
- Подводное выветривание представляет собой совокупность процессов механического, химического и биохимического разрушения и преобразования пород поверхности дна морей и океанов. В процессе подводного выветривания широко развита дезинтеграция пород с образованием каменистых развалов. Происходит также растворение, гидратация, окисление, выщелачивание, восстановление, гидролиз силикатов и органического вещества, а также синтез некоторых минералов. Биохимическая бактериальная переработка дополняется механической, совершаемой илоедами. Продуктами подводного выветривания являются глинистые минералы, цеолиты, карбонаты, гидроокислы железа и марганца и вторичный гипс, образующийся за счет окисления сульфидов. В зависимости от преобладания того или иного процесса выделяется *элювий физический, биоэлювий и хемогенный*.

- Физический элювий представляет собой топографически неперемещенные остаточные продукты механической дезинтеграции пород дна и полужатвердевших осадков. Дезинтеграций происходит под воздействием гидrogenных процессов, разнообразных биологических преобразований породы и химического разложения ослабленных и трещиноватых зон. Эти процессы приводят к формированию каменистых развалов из несортированных глыб и щебня, мощность которых редко превышает 1 м. Они чаще всего возникают на поверхности лавовых потоков, затвердевшем известковом дне, вершинах коралловых рифов и подводных банок.
- Биоэлювий представлен так называемыми *биотурбитами*. Это переработанный илоедами осадок, который большей частью пропущен через их кишечник, реже перемешан норками зарывающихся животных. При этом первичные текстурные особенности стерты или слабо заметны. Мощность биоэлювия обычно не превышает 0,5-2 м.

- Хемогенный элювий представлен образованиями типа "*твердое дно*" (hard ground) или панцирями. Основным процессом формирования твердых грунтов на дне является карбонатизация. Поэтому подводные панцири или плиты по составу чаще всего известковые и доломитовые, реже фосфоритовые и железо-марганцевые.