



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ. ЧАСТЬ 2

ГУЩИН
АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
ЛЮБИЦКУЮ АЛЬБИНУ ВЛАДИСЛАВОВНУ



Оглавление

Лекция 1. Рельеф и строение дна мирового океана.....	7
1.1. Океаны. Историческая справка	7
1.2. Срединно-океанские хребты	10
1.3. Ложе Мирового океана (глубоководные котловины).....	12
1.4. Пассивные части трансформных разломов.....	14
1.5. Океанические возвышенности и хребты.....	14
1.6. Подводные континентальные окраины (области перехода континент - океан)....	15
1.7. Строение пассивных окраин (окраины Атлантического типа).....	16
1.8. Строение активных окраин (окраины Тихоокеанского типа).....	17
Лекция 2. Физико-химические свойства и движение воды морей и океанов	20
2.1. Свойства океанской воды	20
2.2. Соленость вод океанов и морей	22
2.3. Плотность вод Мирового океана	24
2.4. Давление	26
2.5. Химический и газовый состав морской воды.....	26
2.6. Движение воды морей и океанов	29
2.7. Приливы и отливы.....	33
2.8. Вдольбереговое течение. Волны	35
Лекция 3. Геологическая деятельность морей и океанов	39
3.1. Виды геологической деятельности морей и океанов.....	39
3.2. Абразия.....	39
3.3. Развитие приглубых (абразионных) берегов	40
3.4. Абразионное действие приливов и отливов	42
3.5. Химическая абразия	43
3.6. Термическая абразия.....	43
3.7. Транспортировка и аккумуляция перенесенного материала.....	44
Лекция 4. Осадконакопление в океанах.....	52
4.1. Главные структурные элементы	52
4.2. Современные области осадконакопления. Условия осадкообразования на континентах. Классификация континентальных отложений.....	52
4.3. Моря и океаны – главные области осадконакопления.....	54
4.4. Факторы, определяющие распределение осадков современного моря (океана)...	54

4.5. Мелководные и глубоководные обстановки осадконакопления	55
4.6. Терригенное осадконакопление в сублиторальной обстановке шельфа	56
4.7. Биогенное осадконакопление в сублиторальной обстановке шельфа	57
4.8. Батиальная обстановка осадконакопления (континентальный склон и его подножие).....	58
4.9. Биогенное осадконакопление в области батиальной обстановки (континентальный склон и его подножие).....	59
4.10. Абиссальная обстановка осадконакопления (ложе Мирового океана).....	61
4.11. Подводные гидротермальные системы	62
4.12. Переходные обстановки от континентальных к морским (отложения дельт и эстуариев, лагун и лиманов).....	64
Лекция 5. Тектонические движения земной коры	66
5.1. Тектоника	66
5.2. Эвстатические колебания уровня океана	68
5.3. Разделение тектонических движений по времени проявления.....	69
5.4. Измерение вертикальных движений на суше	70
5.5. Современные горизонтальные движения.....	70
5.6. Современные тектонические движения и тектонические движения прошлого....	72
5.7. Осадконакопление	72
5.8. Фация. Трансгрессивная серия осадков	74
5.9. Результаты тектонических движений.....	75
5.10. Классификация стратиграфических несогласий	78
Лекция 6. Тектонические деформации и нарушения	81
6.1. Области осадконакопления	81
6.2. Горизонтальное залегание	81
6.3. Тектонические и нетектонические силы	81
6.4. Простейшие типы деформации	84
6.5. Вторичные (нарушенные) формы залегания осадочных горных пород (тектонические дислокации).....	85
6.6. Элементы залегания слоя. Геологический компас.....	86
6.7. Последовательность геологических событий.....	89
6.8. Слой, слоистость, некоторые способы определения кровли и подошвы слоя.....	90
Лекция 7. Складчатые формы залегания. Складчатые дислокации	92

7.1. Складчатая форма залегания	92
7.2. Классификация складок	92
7.3. Морфологические классификации складок	93
7.4. Сочетание складчатых форм	98
7.5. Промежуточные типы складчатости	100
7.6. Классификация складчатости по характеру деформаций или движений земной коры	100
Лекция 8. Разрывные дислокации в горных породах.....	102
8.1. Разрывные дислокации	102
8.2. Трещины (разрывы без видимого смещения).....	102
8.3. Классификация трещин.....	103
8.4. Тектонические разрывы (разрывы со смещением)	105
8.5. Системы сбросов и взбросов	108
8.6. Обозначение разрывов на геологической карте	110
8.7. Определение морфологии разрыва по карте.....	111
Лекция 9. Землетрясения.....	112
9.1. Что представляют собой землетрясения	112
9.2. Катастрофические землетрясения.....	112
9.3. Классификация землетрясений по происхождению	114
9.4. Механизм возникновения землетрясения	116
9.5. Типы объемных сейсмических волн.....	118
9.6. Методы изучения землетрясений (полевые и инструментальные)	120
9.7. Географическое распределение и тектонические режимы землетрясений	124
9.8. Прогноз землетрясений, сейсмоопасные районы России.....	126
9.9. Представление землетрясений, которые можно использовать для среднесрочного (в пределах года, месяцев) и краткосрочного (дни) прогноза.....	127
Лекция 10. Основные структурные элементы литосферы Земли.....	128
10.1. Геология. Общие сведения	128
10.2. Объекты, доступные для прямого изучения	129
10.3. Косвенные методы изучения	130
10.4. Геофизические исследования в океанах.....	135
10.5. Континенты и океаны.....	136

Лекция 11. Происхождение океанов и континентов. Элементы тектоники литосферных плит..... 145

11.1. История океанов и материков 145

11.2. Магнитные свойства горных пород 150

11.3. Изменение свойств океанской коры. Тектоника литосферных плит 152

11.4. Субдукция 155

11.5. Следы древних океанов..... 157

11.6. Эпохи орогенеза..... 160

11.7. Континентальные платформы. Суперконтиненты 161

Лекция 1. Рельеф и строение дна мирового океана

1.1. Океаны. Историческая справка

Водную оболочку Земли, включающую всю несвязанную воду независимо от ее состояния, жидкую, твердую, газообразную, принято называть **гидросферой**. Гидросфера включает в себя Мировой океан, воды суши (реки, озера, болота, ледники), атмосферную влагу и подземные воды.

Таблица 1.1. Объем гидросферы (по М.И. Львовичу, 1986)

Виды воды	Объем воды, тыс. км ³	Доли, %
Мировой океан	1370323	93
Подземные воды	60000	4,12
Ледники	24000	1,65
Озера	280	0,019
Почвенная влага	85	0,006
Атмосферная влага (пар)	14	0,001
Речные воды	1,2	0,0001

Океаны занимают 70,8 % площади Земли, континенты -29,2 %. В состав Мирового океана входят: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны (иногда выделяется пятый, Южный, океан). Окраинные моря, такие как Охотское, Баренцево и др.; внутренние моря, такие как Черное, Средиземное и др.

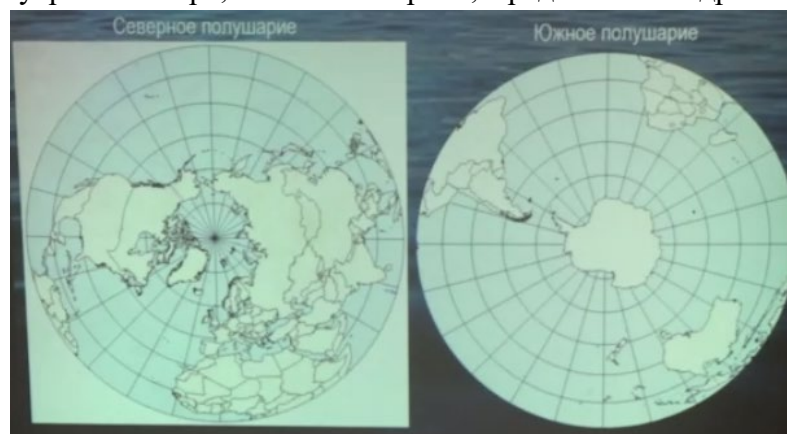


Рис. 1.1. Северное и Южное полушарие Земли

Если посмотреть на нашу планету сверху (рис. 1.1, разрез по экватору), то можно видеть, что соотношение суши и океанских пространств очень несимметрично: 39,3%

занимает суша и 60, 7% океан в Северном полушарии и 19,1% и 80,9% соответственно в Южном полушарии.

Средняя глубина Мирового океана - 3800 м; Тихого океана - 3980 м, Индийского - 3710 м, Атлантического - 3600 м, Северного Ледовитого - 1220 м. До середины 19 века считалось, что в океане всего лишь приподняты и опущены участки суши, нет рельефа – не было данных, поскольку 70% поверхности Земли было скрыто для изучения.

В 1855 г. лейтенант М.Ф. Мори (M.F. Maury) в рапорте министру ВМФ США о результатах прокладки телеграфного кабеля в Атлантическом океане сообщил, что между Ирландией и Ньюфаундлендом обнаружена подводная возвышенность. Так стало известно о существовании северного фрагмента Срединно-Атлантического хребта.

Чуть позже начались плановые исследования глубин Мирового океана. «Челленджер» - парусно-паровой корвет, который участвовал в первой океанографической экспедиции (1872-1876). Результаты проведённых исследований легли в основу такой научной дисциплины, как океанография. Глубина океана измерялась при помощи *лотлиней* – свинцовые шары, весом ~ 91 кг, закреплённые на пеньковом канате. Длина 7 км. К началу 20 века Ю.М. Шокальским была составлена карта рельефа дна Атлантического океана. В 20е годы был изобретен эхолот (рис. 1.2).

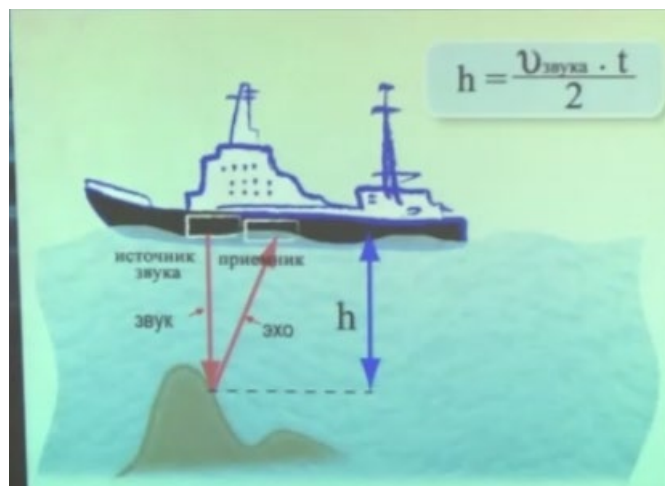


Рис. 1.2. Эхолот. h - глубина океана, v - скорость звука в воде (~1500м/с), t - время прохождения звуковой волны

Эхолоты стали использовать для измерения глубины залегания дна Мирового океана. Сведения о рельефе стали появляться в результате работы НИС «МЕТЕОР» - немецкого судна, которое возглавлял Отто Вюст.

В 1947 году в Колумбийском университете Нью-Йорка организуется Ламонтская геологическая обсерватория. В 1957-1958 годах произошло открытие мировой системы срединно-океанских хребтов (СОХ).

СОХ начинаются в Атлантическом океане и занимает в нем центральное положение. В Индийском океане хребты несколько смещены к западу, в Тихом океане – к востоку.

Для получения карты рельефа дна океана требовалось невероятное количество времени. С изобретением спутников Seasat в 1978 году появилась возможность быстрого получения данных: измерение высот поверхности океана радиолокационным высотомером с точностью 50мм, невозмущенная поверхность океана отражает рельеф океанского дна. Кроме того, появилась возможность строить компьютерные карты рельефа дна океанов, что в разы ускорило изучение. Также повысилась точность карт.

Дальше началось глубоководное бурение – стал известен вещественный состав океанической коры. В 1968-1983 годах функционировал плавучая буровая установка «Гломар Челленджер», в 1985 – «Джойдес Резолюшн». Сложность заключалось в том, что требовалось не просто пробурить дно, но и достать керн. Бурение проводилось на разных глубинах (до нескольких километров). На рис.1.3 представлена схема расположения скважин глубоководного бурения. С 1968 года пробурено более 2000 скважин.

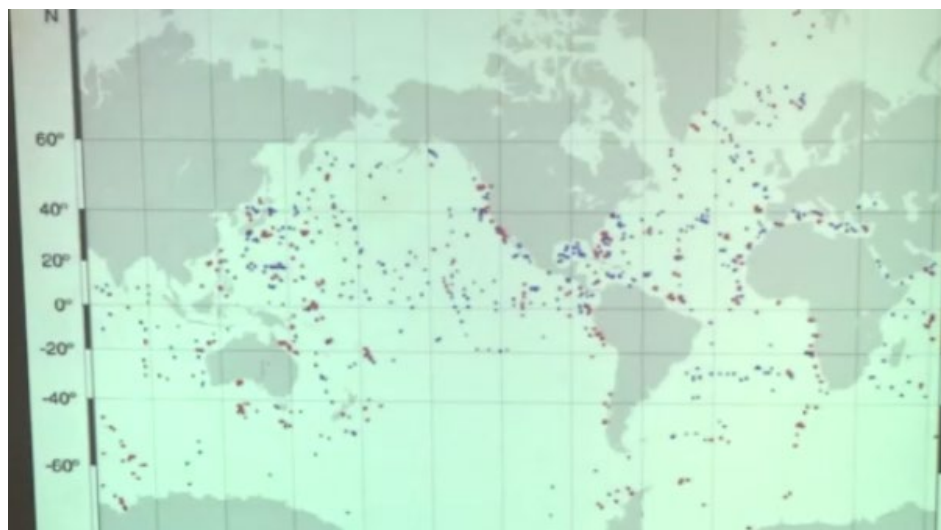


Рис. 1.3. Схема расположения скважин глубоководного бурения

Драгирование – способ сбора образцов со дна океана при помощи различных установок. Также появились управляемые глубоководные аппараты: Пайсис, Мир, Элвин.

Получили распространение геофизические исследования, без которых невозможно изучение сложности строения рельефа. В частности, речь о сейсмических исследованиях и исследованиях магнитного поля.

Океанская кора отличается от континентальной не только строением, но и возрастом (рис. 1.4). Возраст континентальной коры 2 - 4 млрд. лет. Возраст океанской коры до 180 млн. лет.

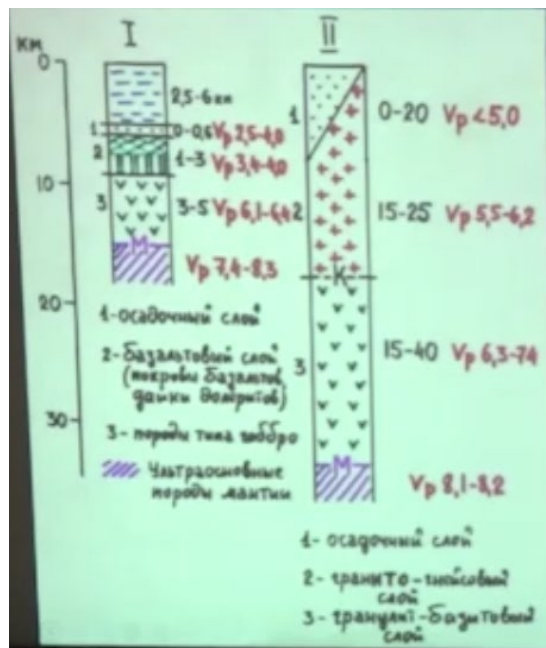


Рис. 1.4. Строение континентальной и океанской коры

Главным отличием является отсутствие в океанской коре гранито-гнейсового слоя. С точки зрения геохимии это базальт. **Результат** - революция в представлениях не только о дне Мирового океана, но и о геологическом строении всей планеты.

Геологические концепции стали строиться не только на основе обобщения материалов по геологии материков, т.е. меньшей части земной поверхности, но и на базе новых данных по геологии океанов.

Совершенно устарели представления о простоте и выровненности рельефа дна океанов. *Дно океанов построено не менее сложно, чем суша.* В рельефе дна океанов выделяются крупные геоморфологические элементы:

1. Срединно-океанские хребты
2. Ложе Мирового океана (глубоководные котловины)
3. Подводные континентальные окраины (области перехода континент - океан)
4. Глубоководные желоба

1.2. Срединно-океанские хребты

СОХ занимают около 17% площади Мирового океана (рис. 1.5). Срединно-океанские хребты (СОХ) имеют общую протяженность > 60 тыс. км. Хорошо выраженные поднятия, возвышающиеся над дном в среднем на 1,5 - 3 км. Ширина изменяется от 1000 до 4000 км.

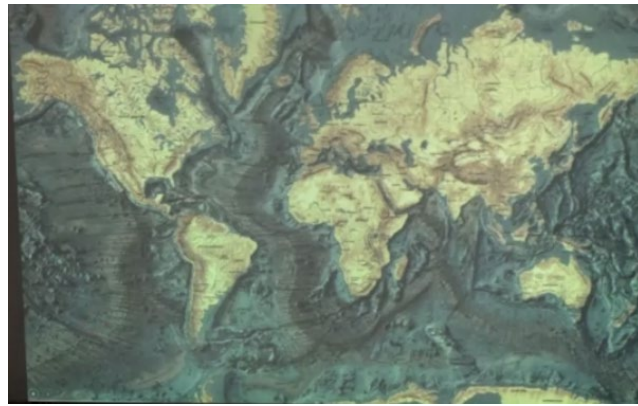


Рис. 1.5. Расположение Срединно-океанских хребтов.

В поперечном сечении срединных хребтов выделяются три типа зон: осевые, гребневые и фланговые (рис. 1.6).

Осевая зона - в типичном виде - рифт. Глубокое узкое ущелье сложного строения (грабен в грабене).

Гребневая зона - ширина 50-100 км, разбита продольными разломами на блоки (от 1 до 10 км). Осадки плиоцен - Q возраста выполняют отдельные грабены. Мощность осадков - десятки метров

Фланговая зона - наиболее широкая (сотни км). Расчлененный продольными разломами базальтовый фундамент перекрыт тонким слоем осадков, возраст и мощность которых постепенно увеличивается к периферии.

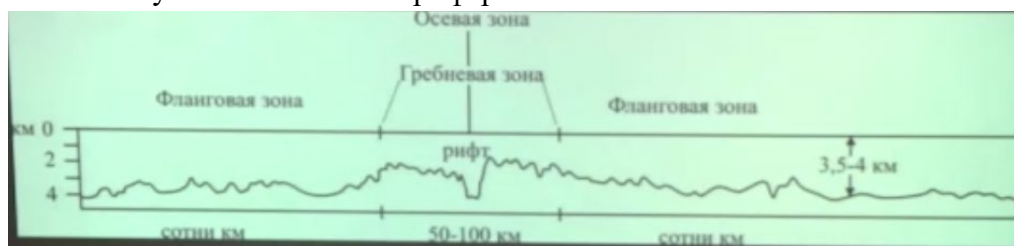


Рис. 1.6. Профиль через Срединно-Атлантический хребет на 36° с.ш. (по П.Р. Фогту и Э.Д. Шнайдеру)

Основные особенности строения срединно-океанических хребтов определяются *скоростями растяжения (спрединга)*:

- быстрая (8 -16 см/год). В центре гребневой зоны – поднятие (ВТП)
- средняя (5 - 8 см/год) САХ
- медленная (1 - 5 см/год)

В центре гребневой зоны – глубокое узкое ущелье шириной от 10 до 50 км и глубиной от 500 до 2000 и более метров (рифт). Наблюдения с подводных пилотируемых аппаратов, данные бурения и геофизики подтвердили раздвиговой характер рифтовых зон океанов. Местами срединно-океанский хребет поднимается на поверхность океана в виде островов (Вознесения, Буве, Исландия).

СОХ разбиты на фрагменты поперечными разломами, которые смещают в горизонтальном направлении осевые рифты (Дж. Т. Вильсон (1965) - трансформные разломы). Выражены уступами, иногда высотой более 1 км, и вытянутыми вдоль них узкими ущельями глубиной до 1,5 км. Крупнейшие широтные трансформные разломы Тихого океана:

- Длиной в несколько тысяч км
- Амплитуды вертикальных смещений по трансформным разломам достигают 3-5 км
- В их стенках могут выходить породы верхней мантии

1.3. Ложе Мирового океана (глубоководные котловины)

Занимают около 50% площади, располагаются между подножиями СОХ и подводными окраинами континентов. Это самый обширный геоморфологический элемент дна Мирового океана. Располагается на глубинах от 3,5-4 до 6 тыс. метров. Крупнейшая отрицательная форма рельефа, один из главных элементов геологической структуры Земли. Важнейшими элементами рельефа ложа океана являются:

1. глубоководные котловины, разделённые срединно- океаническими хребтами,
2. пассивные части трансформных разломов,
3. океанические возвышенности и хребты

На рис. 1.7 темно-синем цветом представлены глубоководные котловины. Представляют собой замкнутые понижения дна более или менее изометричной формы, оконтуренные изобатами 3000, 4000 или 5000. Всего в Мировом океане выделяется 292 котловины.

Кора котловин обладает типичными для океана строением и мощностью. Осадочный чехол маломощный (сотни метров) представлен преимущественно кремнёвыми радиоляриевыми и диатомовыми илами, красной глубоководной глиной. В нижней, более древней части чехла могут появляться пелагические карбонаты.

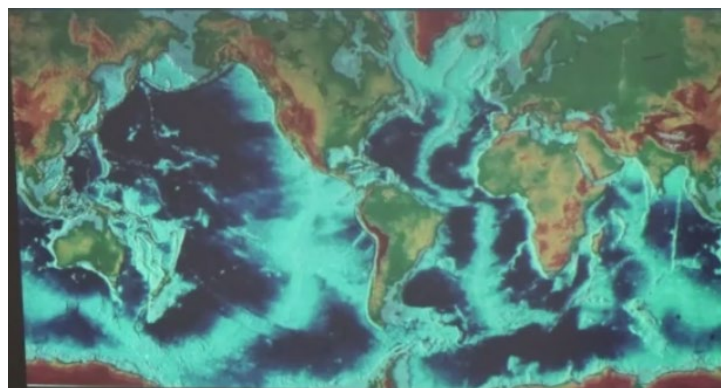


Рис. 1.7. Глубоководные котловины

Глубоководные осадки (Атлантический океан) - неуплотненная, рыхлая, насыщенная водой реакционноспособная смесь, неуравновешенная и неустойчивая в физико-химическом отношении. Рельеф глубоководных котловин может быть весьма разнообразным. В Атлантическом и Индийском океанах это слабо холмистые, часто довольно ровные поверхности с уклонами в сотые или тысячные доли градуса (*абиссальные равнины*).

Котловины отделены друг от друга отдельными подводными возвышенностями, изометричными или линейными подводными хребтами.

В Тихом океане Глубоководные котловины характеризуются холмистым рельефом, отражающим неровности базальтового слоя, возникшие еще во время его формирования на срединном хребте.

Кроме того, среди равнин Тихого океана возвышаются тысячи вулканических гор. Некоторые выступают на поверхности в виде вулканических островов.

Особая разновидность подводных вулканических гор - *гайоты (гайоты)* (рис. 1.8). Названы по имени Швейцарско-американского геолога Арнольда Генри Гьюо (Arnold Henry Guyot, 1807-1884). Представляют собой плосковершинные вулканические возвышенности, встречающиеся на абиссальных глубинах. Могут иметь высоту до 4-5 км. Больше всего гайотов встречается в Тихом и Индийском океанах.

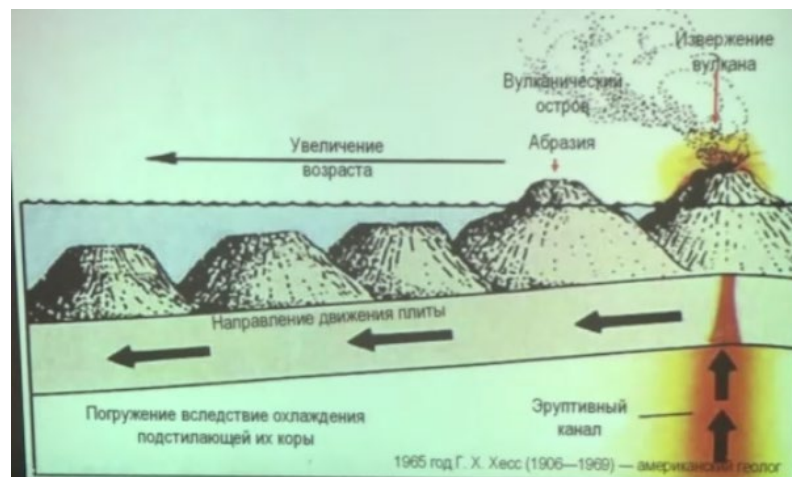


Рис. 1.8. Гайоты

В 1965 Г.Х. Хессом было выдвинуто предположение о механизме происхождения гайотов. При непрерывно проходящем вулканизме (и возникновении вулканов) одновременно происходит движение плиты. При этом вулканы отмирают, а за счет действия волн происходит срезание верхней части конуса. При движении плиты вулкан погружается под поверхность. Погружение происходит за счет охлаждения коры (периферия океанов более холодная). Самые молодые гайоты находятся дальше всего от океана, самые древние – в периферии.

Горячая точка (1965) - удревнение возраста океанских островов по мере удаления от оси срединных хребтов или горячей точки.

1.4. Пассивные части трансформных разломов

Пассивные части трансформных разломов осложняют рельеф глубоководных котловин Тихого океана. Выражены поднятия на дне океанов или линейными депрессиями в базальтовом фундаменте, заполненными осадками мощностью в сотни метров.

1.5. Океанические возвышенности и хребты

Кроме срединно-океанских в Мировом океане существует большое количество других крупных подводных возвышенностей и хребтов, разделяющих глубоководные котловины. Большинство из них вулканического происхождения.

Они поднимаются над котловинами на 2-3 км и образуют подводные банки, острова, архипелаги островов. Обладают утолщенной до 20-30 км океанской корой (в основном за счет второго слоя). Осадочный слой достигает мощности 1-1,5 км, благодаря тому что свод поднятий находится выше глубины растворения карбонатов.

По морфологии (видимо, и по происхождению) может быть выделено несколько типов океанических возвышенностей и хребтов:

- Линейные архипелаги
- Изометричные группы вулканических островов
- Подводные изометричные поднятия
- Микроконтиненты

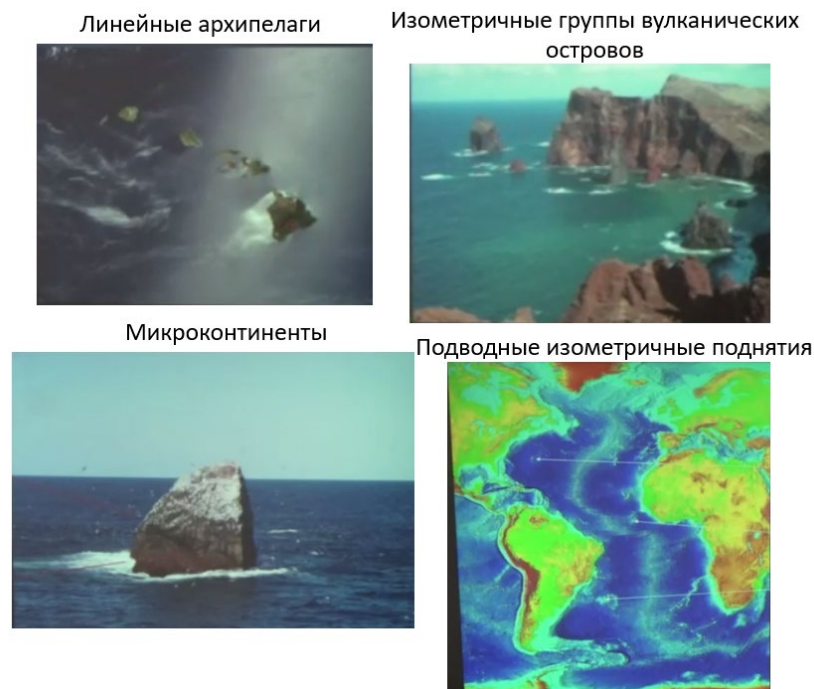


Рис. 1.9. Типы океанических возвышенностей

Подводные изометричные поднятия (Heezen et al., 1959) - отдельные обширные (сотни - первые тыс. кв. км) относительно изометричные формы рельефа, возвышающиеся над окружающим дном на несколько сотен метров. Не связаны ни со срединно-океаническим хребтом, ни с материковым подножием.

Рельеф поднятий меняется от выровненного до сильно расчлененного. Имеют большую мощность коры океанского типа (свыше 18 км). Все эти поднятия имеют вулканическое происхождение. Доказано бурением и сейсмическими данными.

Микроконтиненты - особый тип поднятий. Подстилаются типичной, но утоненной до 25-30 км континентальной корой. Обычно обладают выровненной поверхностью, лежащей на глубинах менее 2-3 км. Выражены подводными плато с банками иногда островами. Могут непосредственно прилегать к подводной окраине континента - краевые плато. Могут отделяться от континента узким желобом с океанской корой. Могут быть отделены от континента широким (сотни и тысячи км) океанским пространством.

Число микроконтинентов ограничено. В Атлантике - банка Орфан у Ньюфаундленда, плато Хаттон-Роколл близ Британских островов, Ян-Майен к северу от Исландии. В Индийском - Мадагаскар с его южным подводным продолжением.

Происхождение микроконтинентов достаточно понятно. Они откалывались от континентов обычно на ранних стадиях раскрытия океана.

1.6. Подводные континентальные окраины (области перехода континент - океан)

Подводные континентальные окраины занимают ~ 20% площади океанов. Имеют особое значение:

- Здесь накапливается основная масса осадков и вулканитов
- Здесь осадки подвергаются наиболее интенсивным деформациям
- Здесь континентальная кора замещается субокеанской или океанской, а океанская преобразуется в континентальную
- Области перехода континент - океан - основные зоны нефтегазонакопления

С позиции тектоники литосферных плит подводные окраины континентов подразделяют на:

- 1) Пассивные (внутриплитные)
2. Активные (расположены на границе литосферных плит)

К 70-м годам XX века было установлено литосфера делится на семь крупных и ряд малых плит. Основание – размещение очагов землетрясений и действующих вулканов, маркирующих границы плит. Очаги землетрясений локализованы в узких зонах, приуроченных к осям срединно-океанских хребтов, глубоководным желобам и молодому Альпийско-Индонезийскому поясу.

Часть окраин занимает внутриплитное положение - пассивные окраины (Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый океаны. Часть окраин континентов находятся на границах литосферных плит - активные окраины (Тихий океан).

Для пассивных внутриплитных окраин - характерны низкая сейсмическая и вулканическая активность, отсутствие островных дуг и глубоководных желобов. Пассивные окраины характерны для молодых океанов: Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого.

Для активных окраин на границах литосферных плит - характерны высокая сейсмическая и вулканическая активность, наличие глубоководных желобов и островных дуг. Активные окраины характерны для Тихого океана.

1.7. Строение пассивных окраин (окраины Атлантического типа)

В строении типичных пассивных окраин всегда выделяются три главных элемента: 1) широкий шельф; 2) континентальный склон; 3) подножие (рис. 1.10). Шельф расположен на подводном продолжении континента на коре континентального типа мощностью до 40 км.



Рис. 1.10. Строение пассивной окраины

Шельф - подводное продолжение прибрежной равнины материка. Полого наклонён в сторону океана. Средний уклон поверхности $\sim 1^\circ$. Глубина до 200 м (иногда до 600 м). Ширина изменчива. Средняя ширина - 72 км. Максимальная у арктического побережья России (Баренцево море - 800-1000 км). Поверхность шельфа - обычно аккумулятивная равнина, сложенная морскими осадками. В пределах шельфа встречаются:

- древние береговые линии затопленных морских террас,
- подводные продолжения речных долин,
- другие формы рельефа континентального или прибрежно-морского происхождения

Континентальный (материковый) склон - узкая (< 200 км) полоса дна с крутым уклоном. Глубина от 200 до 3000-3500 м. Средний уклон - $4-7^\circ$ (может достигать 30°). Часто крутое ступенчатое строение связано с наличием продольных склону разломов. Рельеф склонов эрозионный. Поверхность изрезана подводными каньонами шириной 10-15 км глубиной 1000 и более метров.

Каньоны начинаются у бровки шельфа, выходят в пределы континентального подножия и на ложе океана. Большинство каньонов - результат придонных мутьевых потоков, возникающих при землетрясениях, ударах цунами, резкого стока воды с суши.

Мутьевые потоки - потоки повышенной плотности, насыщенные осадочным материалом в виде взвеси или суспензии,двигающийся по подводному склону и интенсивно эродирующий его.

Подножие континентального склона представлено на рис. 1.11. Ширина до 100 км (Индийский океан). Наклонено в сторону глубоководной котловины (круче, чем шельф, но много положе, чем континентальный склон).

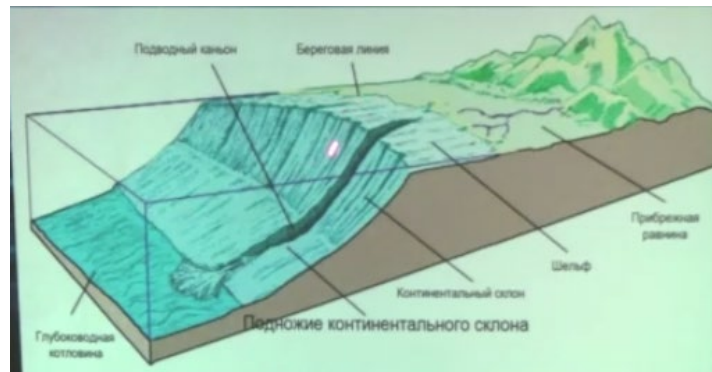


Рис. 1.11. Подножие континентального склона

Подножие континентального склона - аккумулятивная равнина, образованная слившимися конусами выноса мутьевых потоков. Длина конусов - 3000 км. Ширина - 1000 км. Основная область разгрузки обломочного и взвешенного материала, приносимого с суши. Мощность осадков до 15 км. Река Инд выносит ежегодно 500 млн. тонн осадков. Река Ганг с Брахмапутрой - 2 млрд. тонн.

1.8. Строение активных окраин (окраины Тихоокеанского типа)

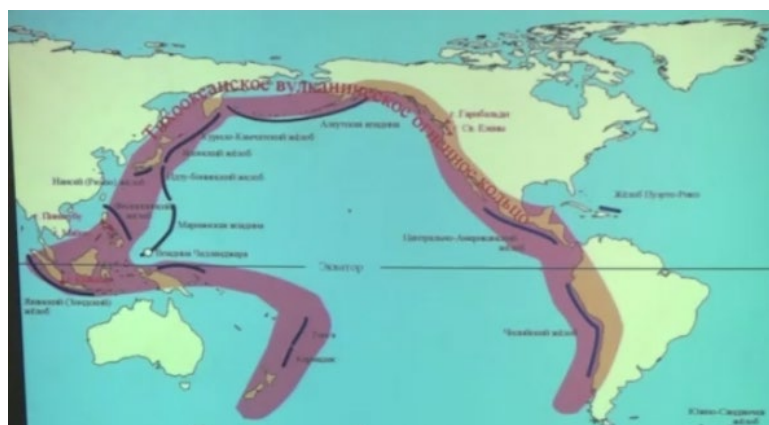


Рис. 1.12. Расположение активных окраин

Расположены преимущественно вокруг Тихого океана, имеют гораздо более сложное строение (рис. 1.12). Среди активных окраин четко выделяется два типа (рис. 1.13):

- 1) Островодужный (или западно-тихоокеанский)
- 2) Приконтинентальный (или восточно-тихоокеанский)



Рис. 1.13. Строение активных окраин

Островодужный (западно-тихоокеанский) тип включает следующие элементы рельефа:

- 1) Собственно континентальная окраина (мало отличается от пассивной, но более узкая),
- 2) Глубоководная котловина окраинного моря (Охотское, Японское и др.)
- 3) Вулканическая островная дуга,
- 4) Глубоководный желоб,
- 5) Краевой вал океанской литосферы

В настоящее время этот тип окраины наиболее полно развит в западной части Тихого океана, включая Зондскую дугу Индонезийского архипелага, а также расположенные между Тихим и Атлантическим океанами Антильско-Карибскую область и область моря Скотия (Скоша).

Вулканические островные дуги – цепочка вулканических островов дугообразной формы.

Глубоководные желоба - узкие V-образные депрессии (длина - сотни и тысячи км), имеющие в плане дугообразную, реже прямолинейную форму. Известно- 35 желобов. Глубина - 6 желобов - более 10 км (Марианский - 11022 м). Длина - до 4100 км (Алеутский). Склоны желобов асимметричные - сопряженные с островной дугой - крутые, противоположные (со стороны океана) - более пологие.

Глубоководные желоба - выражение в рельефе зон поддвига океанской литосферы под континентальную. Их форма и глубина находятся в прямой зависимости от скорости и возраста (плотности) погружающейся плиты.

Приконтинентальный (восточно-тихоокеанский) тип активной окраины построен более просто. Переход от глубоководного желоба к континенту выражен крутым внутренним склоном желоба, который одновременно является континентальным склоном и узким шельфом. Ширина всей зоны около 200 км.

Край континента приподнят и надстроен вулканоплутоническим поясом. Типичный пример, тихоокеанская окраина Южной Америки (Анды), отсюда другое название андский тип активной окраины. На рис. 1.14 представлены главные элементы рельефа дна океанов.

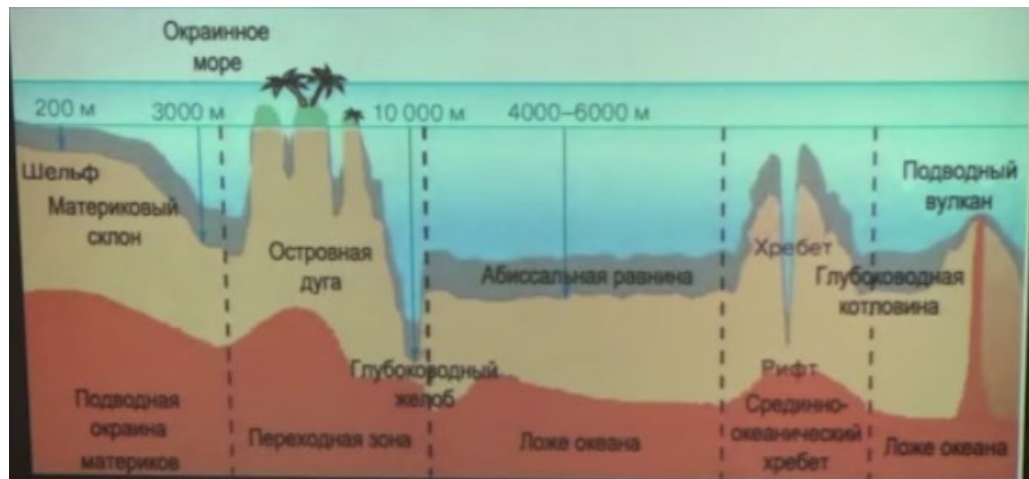


Рис. 1.14. Главные элементы рельефа дна океанов

Лекция 2. Физико-химические свойства и движение воды морей и океанов

2.1. Свойства океанской воды

Температура

Мировой океан – это открытая система, которая одновременно получает и отдает тепло. Повышают температуру воды:

- Солнечная радиация;
- Конденсация влаги;
- Льдообразование;
- Атмосферные осадки;
- Сток рек;
- Теплые течения и др.

Снижают температуру воды:

- Испарение;
- Нагрев воздуха;
- Холодные течения;
- Таяние льда

На рис. 2.1. представлена среднегодовая температура на поверхности вод Мирового океана. Линии, соединяющие точки с одинаковой температурой, называются *изотермами*.

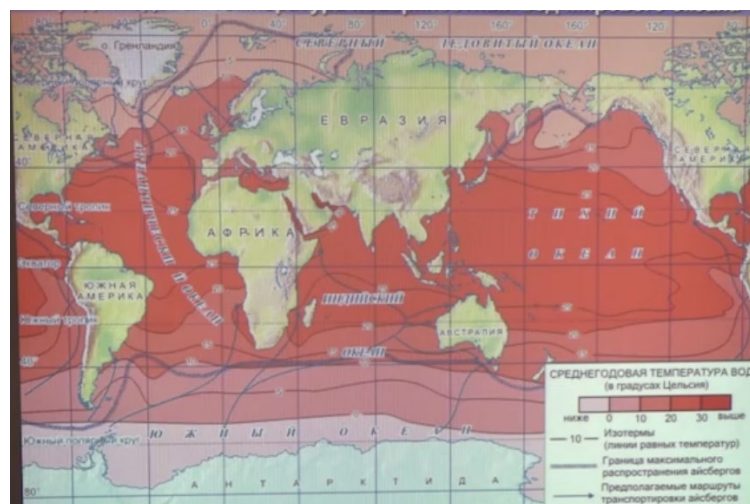


Рис. 2.1. Среднегодовая температура на поверхности вод Мирового океана

Температура Мирового океана зависит от широты и распределяется на его поверхности зонально.

Средняя температура поверхностных вод в Тихом океане - 19,4°C. В Индийском - 17,3°C. В Атлантическом океане ~ 16,5°C. В Северном Ледовитом океане - чуть выше 1°C. Для всего Мирового океана средняя температура поверхностных вод ~ 17,5°C.

Наибольшие температуры воды в северном полушарии наблюдаются в августе, наименьшие - в феврале, в южном полушарии – наоборот.

Суточные и годовые колебания температуры воды незначительные: суточные не превышают 1°C, годовые составляют не более 5...10°C в умеренных широтах. Температура поверхностных вод зональна. В приэкваториальных широтах температура весь год +27...+28°C. В тропических районах на западе океанов +20...+25°C, на востоке +15...+20°C (из-за течений).

В умеренных широтах температура воды понижается от +10 до 0°C в южном полушарии. В северном полушарии при той же тенденции у западных берегов материков теплее (+20...+10°C), чем у восточных (+18...+5°C), из-за течений. Максимальные температуры поверхностных вод наблюдаются в тропических морях и заливах: в Персидском заливе > +35°C, в Красном море +32°C. В приполярных районах температура воды весь год 0...-2°C. В центре Арктики характерны многолетние льды мощностью до 5-7 м.

Океан поглощает тепла на 25-50% больше, чем суша, и в этом его огромная роль для живых существ всей планеты. Солнце летом нагревает его воду, а зимой прогретая вода постепенно отдает тепло атмосфере. Таким образом, Мировой океан - что-то вроде «котла центрального отопления» Земли. Без него на Земле наступят жестокие морозы и погибнет все живое.

Подсчитано, что если бы океаны не сохраняли тепло, то средняя температура на Земле была бы равна -21°C. Это на 36°C ниже той, которую мы имеем на самом деле. Солнечные лучи нагревают только верхний слой воды толщиной всего несколько метров. Вниз от этого слоя тепло передается в результате постоянного перемешивания воды. Температура воды с глубиной понижается, сначала скачкообразно, а затем плавно. На глубине вода почти однородна по температуре.

Слой резкого изменения температуры воды в верхней зоне водной массы океана – *термоклин* (рис. 2.2). Термоклин бывает сезонным и постоянным (рис. 2.3).

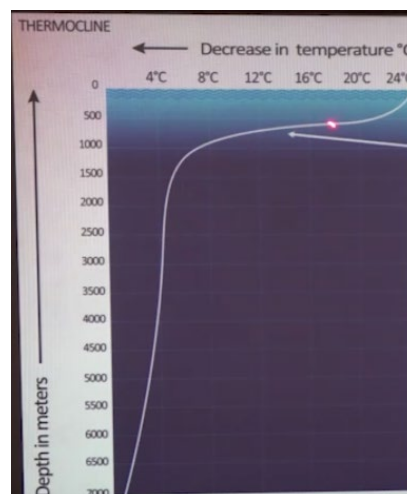


Рис. 2.2 Термоклин

Постоянный термоклин примерно совпадает с изотермой 8-10° и находится на глубинах от 300-400 м до 1000 м (иногда 1500 м). В верхнем перемешанном слое толщиной несколько сотен метров может развиваться сезонный термоклин.



Рис. 2.3. Постоянный и сезонный термоклин

В целом океаны достаточно холодные. Основная масса океана имеет температуры от 0 до 4 °С. Около 8% объема Мирового океана имеет температуру выше 10 °С, 50% - холоднее 2°С. Выводы:

- Океаны в целом холодные. Температура всей массы океанской воды ~4°С.
- Средняя температура поверхностных вод Мирового океана - 17°С. В северном полушарии средняя температура воды выше (19°С), чем в южном (16°С).
- Суточные колебания температуры поверхностных вод не превышают 1°С. Годовые колебания - не более 5 - 10°С в умеренных широтах.
- Температура поверхностных вод зональна.
- На глубине > 2000 м вода Мирового океана почти однородна по температуре +3 до -1°С

2.2. Соленость вод океанов и морей

Все природные воды содержат в растворенном состоянии различные минеральные соли. Суммарное содержание растворенных солей в воде называется *соленостью*.

Соленость выражается в промилле (тысячные доли весовых единиц). Обозначается знаком. Общая соленость вод океанов в среднем составляет - 35 ‰. Это означает, что в 1 литре (кг) воды содержится - 35 г растворенных солей. Соленость меняется в широких пределах. Минерализация в г на литр:

- До 1 ‰ воды считаются пресными,
- 1-10 ‰ - солоноватые

- 10-50 ‰ - соленые
- 50-600 ‰ – рассолы

Таблица 2.1. Количество граммов солей на 1 литр (кг) морской воды

Мировой океан	35
Средиземное море	37-39
Красное море	41-60
Карибское море	35
Бенгальский залив	32
Черное море	17-18
Каспийское море	11-13
Азовское море	8-10
Балтийское море	11
Баренцево море	34
Берингово море	33

В Северном Ледовитом океане солёность изменяется следующим образом. Солёность понижают выпадение атмосферных осадков (зависит от широты), сток речных вод, таяние льдов. Повышению солёности способствуют испарение воды (зависит от широты) и льдообразование.

Галоклин - слой резкого скачкообразного изменения солёности в толще воды. Изменения солёности связаны в основном с поверхностными слоями до глубин 1500 м, непосредственно получающими пресные воды и определяемые глубиной перемешивания. Глубже солёность не практически меняется (рис. 2.4).

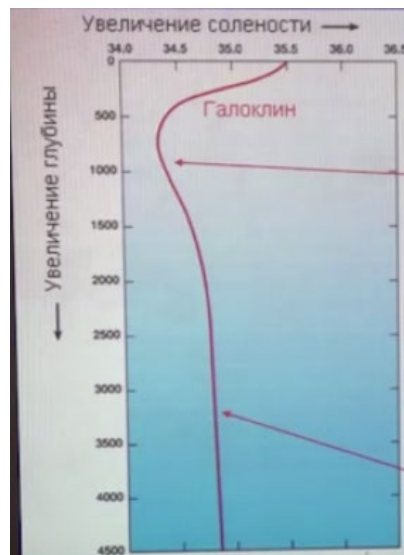


Рис. 2.4. Галоклин

2.3. Плотность вод Мирового океана

Плотностью называется количество вещества, приходящееся в среднем на единичный объем тела:

$$\rho = \frac{m}{v}$$

где m – количество вещества, v – единичный объем тела.

Плотность воды зависит прежде всего от температуры, солености и давления, т.е. от глубины. Плотность воды увеличивается с понижением температуры, повышением солености, увеличением глубины (рис. 2.5). На графиках видно, что максимальная плотность достигается при температуре 4 °С.

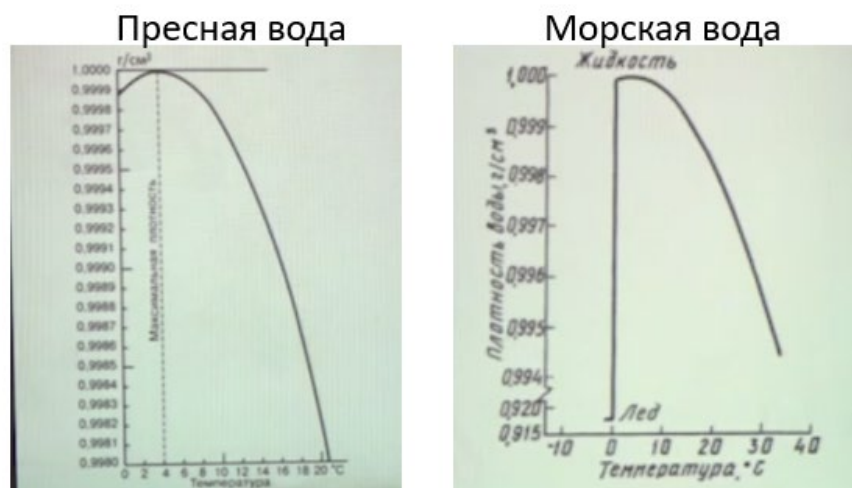


Рис. 2.5. Графики зависимости плотности воды от температуры

Зависимость плотности от солености (в промилле) линейная – чем выше соленость, тем выше плотность воды. На рис. 2.6. представлен график, показывающий увеличение плотности воды в зависимости от изменения температуры и солености, σ_t – условная плотность. Для перехода от условной плотности к абсолютной нужно запятую перенести влево на 3 знака и прибавить единицу.

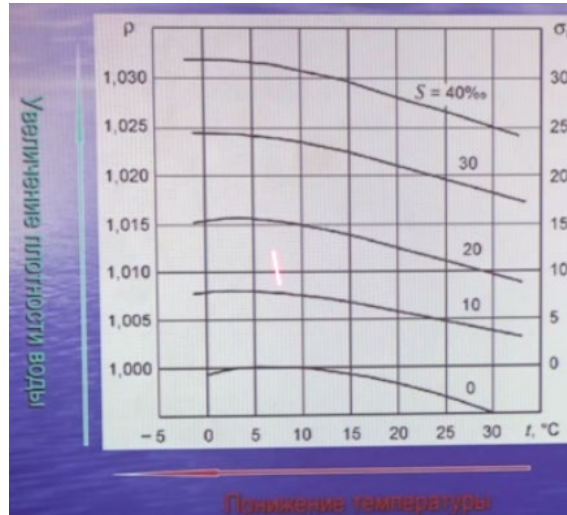


Рис. 2.6. Сводный график зависимости плотности поверхностных океанских вод от температуры и солености

Плотность поверхностных вод убывает от 1,028 г/см³ в субполярных и полярных районах Мирового океана до 1,022-1,023 г/см³ на экваторе. Выявлена зависимость плотности воды и от давления, т.е. от глубины. Пределы изменения плотности морской воды в Мировом океане с глубиной от 1,000 до 1,028 г/см³ на поверхности и до 1,076 г/см³ на глубине 11 тыс. м.

Плотность воды в Мировом океане повсеместно увеличивается от поверхности ко дну. С увеличением глубины плотность морской воды растет не монотонно. На определенной глубине наблюдается слой скачка:

Пикноклин - слой в толще воды, где наблюдается резкое скачкообразное изменение ее плотности. Ниже пикноклина (1000-2000 м) плотность океанских вод остается почти постоянной.

Стратификация вод - разделение водной толщи морских водоемов на слои различной плотности.

Изменение плотности океанских вод в зависимости от температуры, солености и давления приводит к их расслоению (стратификации). Наличие вертикального градиента плотности препятствует перемешиванию вод. Чем больше увеличение плотности воды с глубиной, тем выше устойчивость стратификации вод.

Структура вод океана - пространственное расположение по вертикали различных водных масс, типичное для данной области или зоны океана в данное время.

В структуре Мирового океана по физическим, химическим и биологическим характеристикам выделяются:

- поверхностные воды - до глубины 150-200 м;
- подповерхностные воды - от 150-200 до 400-500 м;
- промежуточные воды - от 400-500 до 1000-1500 м;
- глубинные воды - от 1000-1500 до 2500-3000 м;
- придонные воды - более 3000 м

2.4. Давление

Давление в океанских водах возрастает на 1 атм на каждые 10 метров глубины. Достигает максимальной величины в глубоководных впадинах. В Марианской (11022м) достигает значения 1100 атм.

Атмосфера - внесистемная единица измерения давления, приблизительно равная атмосферному давлению на поверхности Земли на уровне Мирового океана (760 мм ртутного столба).

2.5. Химический и газовый состав морской воды

В воде морей и океанов присутствуют почти все известные химические элементы. Соли в растворе диссоциируют на ионы: катионы и анионы. Определяют основной состав солевой массы морей 11 главных ионов: Na^+ , K^+ , Mg_2^+ , Ca_2^+ , Sr_2^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Br^- , F^- , H_3BO_3 в сумме дают 99,9 % всех растворенных в воде соединений.

В морской воде преобладают хлориды Na и Mg (89,1%) и сульфаты Mg, Ga и K (10,1%). В фанерозое химический состав и соленость океанских вод практически не менялись. Состав океанской воды: хлориды (89,1%), сульфаты (10,1%), карбонаты (0,56%). В речной воде преобладают раствор бикарбоната Ca и кремнистой кислоты (Таблица 2.2).

Таблица 2.2. Химический и газовый состав морской и речной воды

Компонент	Океанская вода	Речная воды
Cl^-	55.0	6.4
Na^+	30.6	5.2
SO_4^{2-}	7.7	9.3
Mg^{2+}	3.7	3.4
Ca^{2-}	1.1	12.4

K ⁺	0.4	1.9
HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻	0.2	48.6
Br	0.1	-
H ₃ BO ₃	-	-
Sr ²⁺	-	-
F ⁻	-	-
H ₄ SiO ₄	-	10.8
NO ₃	-	0.8
Fe ²⁺ , Fe ³⁺	-	0.5
Al(OH) ⁴⁻	-	0.2
Сумма	100%	100%

Помимо солей, в морской воде растворены и некоторые газы: азот, кислород, углекислый газ, иногда сероводород и др. Растворенные газы в воде МО находятся в равновесии с атмосферой.

Содержание каждого газа зависит от его растворимости в воде, которая, в свою очередь, зависит от:

- температуры воды - чем выше, тем меньше растворимость газов;
- солености воды - чем больше, тем меньше растворимость газов

Азот (N₂) плохо растворяется в воде. Содержание азота в морской воде (47,5%) по отношению к другим растворенным в ней газам меньше, чем его относительное содержание в воздухе (78%). Геологическое значение минимальное. Элементарный азот не играет большой роли в океане. Его используют только некоторые бактерии, живущие на дне или у дна. Они превращают азот в азотистые вещества - нитраты или аммоний.

Кислорода (O₂) в океанской воде по отношению к другим газам содержится при температуре 10° в полтора раза больше (36%), чем в воздухе (21%). Кислород морская вода получает из воздуха и в результате фотосинтеза морских растений (преимущественно фитопланктона) при разложении углекислоты. Расходуется кислород на дыхание организмов и на окисление органических и неорганических вещества.

Количество растворенного кислорода зависит от температуры воды и ее солености. При 0°С и солености в 35 ‰ в литре морской воды растворяется приблизительно 8 см³ кислорода, при температуре 30 °С - только 4.5 см³.

Осенью и зимой при низкой t° океаны поглощают кислород из атмосферы. Весной и летом при повышении t° - отдают избыток кислорода в атмосферу.

По мере увеличения глубины содержание растворенного кислорода в морской воде в общем уменьшается. Но и на больших глубинах может содержаться значительное количество кислорода, что связано с морскими течениями и вертикальной циркуляцией воды.

Углекислый газ (CO_2) попадает в морскую воду из атмосферы и выделяется населяющими морской водоем живыми организмами. CO_2 содержится как в виде свободного газа, растворенного в воде, так и в химически связанном виде в составе карбонатов (CO_3^{2-}) и бикарбонатов (HCO_3^-) Ca, Mg и др.

Общий запас углекислоты в морской воде достигает 45-50 см³ на 1 л. Растворимость CO_2 в морской воде, как и кислорода O_2 , возрастает с понижением температуры. В высоких широтах углекислота поглощается водой, в низких, где растворимость CO_2 понижается - выделяется в атмосферу. Более холодные воды высоких широт обогащены CO_2 , что приводит к переходу карбоната в бикарбонат, т.е. растворению карбонатных осадков.

С глубиной при уменьшении t° воды растворимость CO_2 увеличивается (рис. 2.7). Максимальное содержание CO_2 отмечается в холодных придонных водах. На глубинах более 4-5 км происходит растворение известковых раковин планктонных организмов, при отмирании не достигающих дна. Закономерность содержания CO_2 в океанских водах определяет образование и сохранность карбонатных осадков.

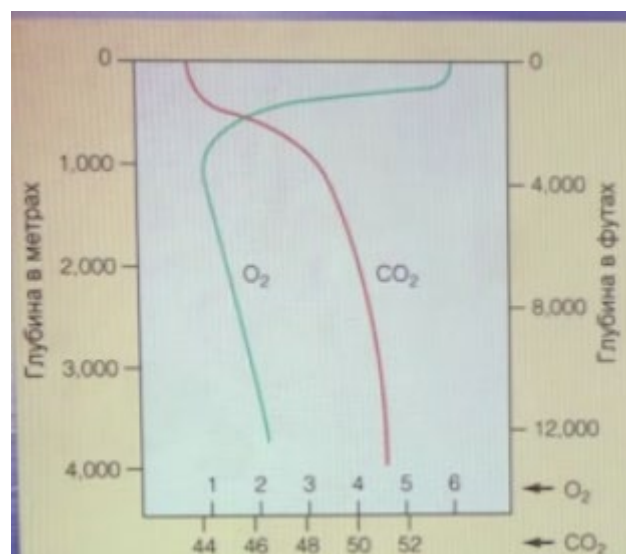


Рис. 2.7. Концентрация растворенных газов в морской воде, мл/литр

Сероводород (H_2S) обычно в морской воде отсутствует, т.к. быстро окисляется. Может накапливаться в водоемах с аномальным газовым режимом, где отсутствует свободный кислород (O_2), много углекислого газа (CO_2), нет активного перемешивания вод.

Бактерии начинают потреблять кислород серных соединений (сульфатов) и выделяют при этом газ сероводород. Примеры: впадина Кариако в Карибском море, Южная впадина Каспия, Готландская впадина Балтийского моря, некоторые фьорды Норвегии и *Черное море*.

Черное и Мраморное море разделяются проливом Босфор. Соленость мраморного моря достигает 36 ‰, в то время, как Черного – 18 ‰. Тяжелая, плотная вода поступает из Мраморного моря в Черное и остается на дне. Происходит расслоение (рис. 2.8).

Расслоение - стратификация черноморской воды по плотности - препятствует вертикальному перемешиванию воды и обогащению глубин кислородом. С глубины 170-200 м и до самого дна простирается сероводородная зона, в которой отсутствует всякая жизнь, если не считать сероводородных бактерий.



Рис. 2.8. Стратификация черноморской воды по плотности

2.6. Движение воды морей и океанов

Воды морей и океанов находятся в постоянном движении. Движения морской воды разнообразны по своей природе:

- Морские течения, вызываемые различными причинами
- Приливы и отливы, обусловленные притяжением Луны и Солнца
- Волновые движения, связанные с действием ветра
- Цунами

Морские течения – в океанах существуют постоянные течения, перемещающие огромные массы воды. Течения вызываются различными причинами:

1. Силой трения между постоянно дующими господствующими ветрами и поверхностью воды (ветровые или дрейфовые течения)
2. Различной плотностью воды или ее давлением (градиентные течения)
3. Изменениями уровня воды в различных зонах океана (стоковые течения)
4. Изменением атмосферного давления

Морские течения — это движения огромных масс воды в морях и океанах в результате ветров, под действием приливообразующих сил Луны и Солнца или обусловленные градиентами давления, возникающими в воде. Это «реки в Мировом океане». Двигутся они со скоростью до 9 км/час. Различают поверхностную и

глубинную циркуляцию вод Мирового океана. Поверхностная циркуляция воды и поверхностные течения Мирового океана определяются циркуляции воздушных масс в нижних слоях атмосферы.

Пассат-постоянный ветер, дующий между тропиками, в Северном полушарии с северо-востока, в Южном – с юго-восточного направления.

Эффект ускорения силы Кориолиса - выражается в отклонении движущихся по поверхности вращающегося тела частиц. При этом переносное движение частиц не является поступательным.

При движении водных и воздушных масс от экватора к полюсам вращающейся Земли они будут отклоняться на восток (в направлении вращения Земли), а при движении от полюсов к экватору - на запад (против вращения Земли).

Главные поверхностные течения Мирового океана - ветровые течения или дрейфовые течения являются основным видом движения поверхностного слоя вод океанов и морей. В результате вращения Земли (сила Кориолиса) в Северном и Южном полушарии все течения отклоняются к западу.

Поверхностная циркуляция - совокупность основных поверхностных течений в Мировом океане, обусловленных ветровыми перемещениями нижней атмосферы и вращением Земли.

Ветровые пассатные течения Мирового океана, движущиеся с востока на запад, вызывают повышение уровня воды у окраин континентов. Величина повышения уровня воды в Атлантическом океане составляет приблизительно 20 см, в Тихом - 50 см. В результате возникают экваториальные противотечения с запада на восток и стоковые движения поверхностных вод. В зависимости от температуры течения разделяются на:

- *теплые,*
- *холодные*
- *нейтральные*

Гольфстрим (англ. Gulf Stream, буквально - течение залива) - самое мощное тёплое течение Мирового океана. Это система течений шириной 70-90 км, простирающаяся на 10 тыс. км от берегов Флориды до Шпицбергена и Новой Земли. Температура у поверхности составляет +25...+26°C, на глубине 400 м - +10...+12°C. Переносит каждую секунду 75 млн. тонн.

В шотландском Глазго средняя температура января +3,5 градуса, а в лежащей на той же широте Москве -9,5. Все из-за того, что Глазго ближе к «батарею» Гольфстрима. Средняя скорость Гольфстрима - 6,4 км/час. У берегов США он движется быстрее, около 9 км/час. В самой широкой части вода перемещается всего на 1,5 км в час.

Гольфстрим несет больше воды, чем все реки Земли вместе взятые. Гольфстрим определяет климат и жизнь Европы. Это тепловодный конвейер: он переносит тропические воды Атлантического океана к умеренным широтам, благодаря чему климат Европы является мягким и теплым.

Антарктическое циркумполярное течение (течение Западных Ветров) - самое мощное в Мировом океане. Холодное поверхностное течение протяженностью до 30 тыс. км при ширине до 2,5 тыс. км, огибающее между 40° и 50° ю. ш. с запада на восток земной шар. Единственное на Земле течение, которое проходит через все меридианы и три океана.

Температура воды в верхнем слое меняется от 12-15°C в северной части до 1-2°C в южной части течения. Переносит каждую секунду до 200 млн. тонн воды. Скорость невелика: чтобы обойти Антарктиду один раз, водам течения необходимо 16 лет.

Многочисленные измерения показали, что поверхностные течения охватывают толщу воды, не превышающую 300 м. Иногда обнаруживают течения в глубинных слоях. Причиной этого является разная плотность воды. Она может быть вызвана давлением массы воды сверху (например, в местах нагона или сгона ее ветром), изменениями температуры воды и солености.

Изменения плотности - причина постоянных вертикальных перемещений воды: опускания холодной (или более соленой) и подъема теплой (или менее соленой). На рис 2.9 представлено распределение течений воды в продольном разрезе Атлантического океана: холодные воды располагаются в глубоких частях океана. Цифрами обозначены: 1 – теплая вода, 2 - холодные воды: 2 - антарктические, 3 – арктические.

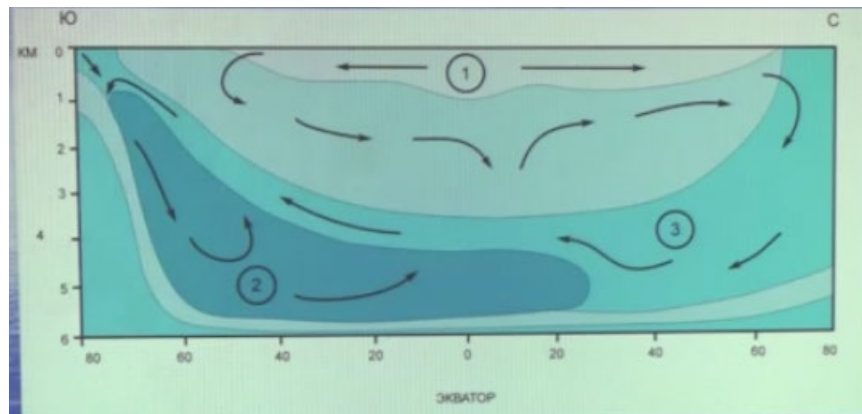


Рис. 2.9. Распределение течений воды в продольном разрезе Атлантического океана

Глубинная циркуляция

Глубинный круговорот воды в океанах обусловлен разницей в плотности вод. В приполярных районах вода охлаждается и становится тяжелее, чем нижележащие слои. Холодная вода опускается, а на её место приходят более лёгкие тёплые воды со стороны экватора.

Происходит термохалинная циркуляция («термо» - температура, «халино» - соленость) - крупномасштабная океаническая циркуляция, создаваемая за счет плотности воды, вследствие неоднородности распределения температуры и солёности в

океане. Понижение температуры и увеличение солености жидкости увеличивают ее плотность.

Придонные контурные течения - один из видов течений, возникающий из-за разности температур вод. Эти течения движутся, следуя изгибам рельефа, за что и получили своё название (по контуру). Скорости составляют порядка 1-2 м/с. Их отложения называются *контуритами*.

Контурное течение - постоянное придонное течение, распространяющиеся горизонтально вдоль линии равной глубины (изобаты), обычно вдоль изгибов рельефа у подножия континентального склона океанов.

В океанах существуют зоны, где поверхностные течения расходятся. Они образуются в результате неравномерного распределения как скоростей ветровых потоков над водной поверхностью, так и плотности воды. *Зона дивергенции течений* - зона расходящихся поверхностных течений в океанах и морях. Глубинные воды возвращаются на поверхность. *Апвеллинг* - подъем холодных глубинных вод на поверхность.

Также, в океанах существуют зоны, где течения направлены либо навстречу друг другу. *Зона конвергенции течений* - зона в океанах и морях, где течения движутся навстречу друг другу. Поверхностные воды погружаются на глубину. *Даунвеллинг* - процесс медленного погружения большой массы теплой воды с поверхности океана на глубину.



Рис. 2.10. Распределение зон конвергенции и дивергенции в Атлантическом океане и вокруг Антарктиды

На рис. 2.10 представлено распределение зон конвергенции и дивергенции в Атлантическом океане и вокруг Антарктиды. Круговорот течений в Атлантическом океане (по Булатову, 1977): 1 - течения, 2 - гидрологические фронты (СТФ - северный тропический фронт, начальной буквой обозначены соответствующие южные фронты), 3 - зоны дивергенции (синие), 4 - зоны конвергенции (красные) вод в круговоротах.

Апвеллинг и даунвеллинг возникает в результате действия ветра, сгоняющего теплую воду с поверхности.

Апвеллинг - подъём воды в океанах с уровня термоклина или более глубоких слоев в результате разных причин: ветра, сгоняющего теплую воду с поверхности, действия ускорения Кориолиса, конфигурации береговой линии, разницы в плотности воды

Даунвеллинг - процесс медленного погружения большой массы воды с поверхности океана в результате деятельности ветра, действия ускорения силы Кориолиса, увеличении плотности воды при перемешивании в зонах конвергенции и т.д.

2.7. Приливы и отливы

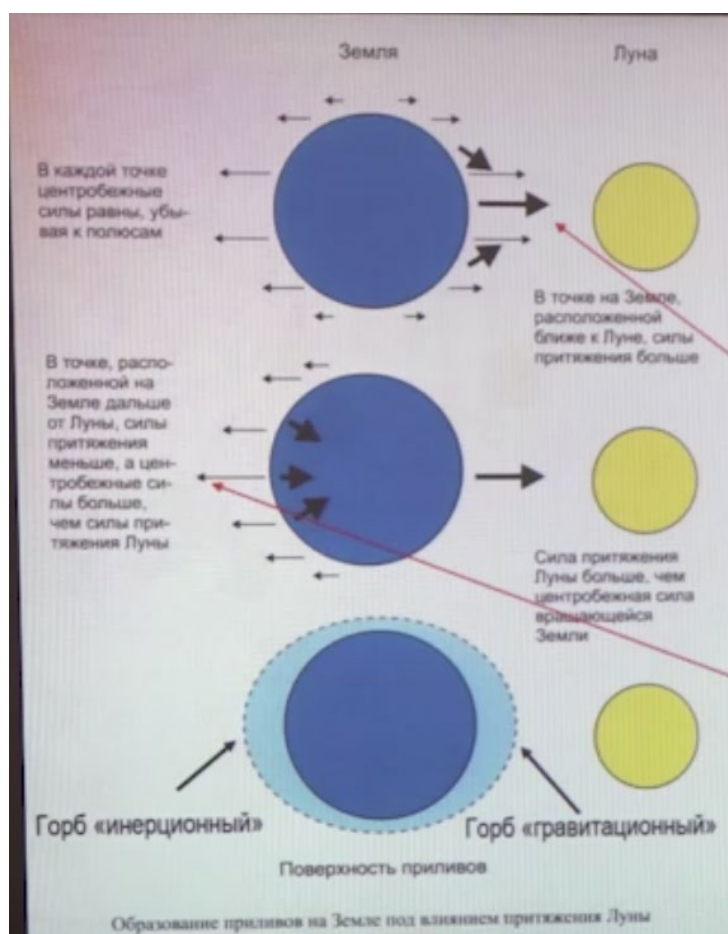


Рис. 2.11. Суточное гравитационное воздействие Луны на Землю

Земля и Луна представляют собой гравитационно связанную систему. Центр тяжести масс расположен внутри Земного шара, смещен на почти 5000 км от центра. Луна вращается вокруг Земли. Гравитационное взаимодействие Земли и Луны приводит к реакции водной оболочки Земли (рис. 2.11).

Вода из-за воздействия Луны образует приливные горбы на двух противоположных сторонах планеты. Вода на стороне, обращенной к Луне, подвергается

гравитационному притяжению, вздувается. Вода на противоположной поверхности образует вздутие за счет центробежной силы, которая больше силы притяжения Луны.

Так же на Землю действует и Солнце, но, поскольку Солнце находится значительно дальше, его воздействие меньше. Воздействие сказывается в те моменты, когда Луна и солнце выстраиваются в одну линию – *условие сизигийного прилива*. Если же Солнце и Луна находятся под углом 90 градусов – *квадратура* - приливы будут минимальными (рис. 2.12).

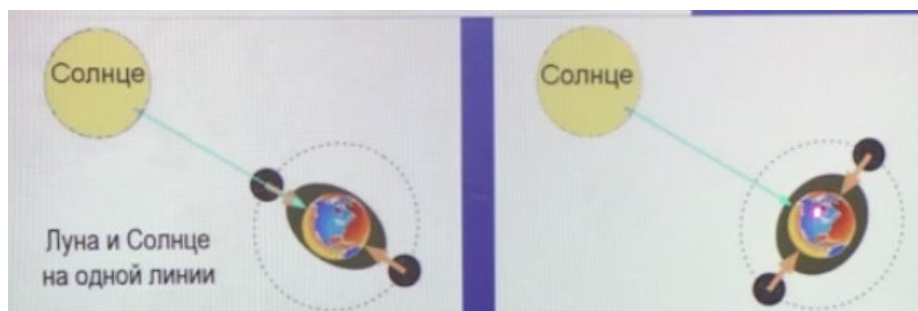


Рис. 2.12. Воздействие Солнца на Землю

Приливы и отливы - периодические колебания уровня океана или моря, являющиеся результатом воздействия гравитационных сил Луны и Солнца. Места высоких приливов приведены в Таблице 2.3.

Таблица 2.3. Места высоких приливов

Место	Государство	Высота подъема воды, м
Залив Фанди	Канада	19,6
Устье реки Гальегос	Аргентина	18,0
Фробишер-Бей	Канада	17,4
Устье реки Северн	Великобритания	16,3
Гранвиль	Франция	14,7
Кинг, залив	Австралия	14,4
Сен-Мало	Франция	14,1
Пенжинская губа	Россия	13,2
Камбейский залив	Индия	12,5
Устье реки Колорадо	Мексика	12,1

Ключевые моменты в объяснении приливно-отливных явлений:

- суточное вращение земного шара;
- деформация водной оболочки Земли как результат гравитационного воздействия Луны и Солнца
- Сизигийные (максимальные) и квадратурные (минимальные) приливы

Приливы и отливы вызывают изменения не только уровня моря, а также периодические приливные течения. При этом возникают приливные каналы – происходит серьезная разрушительная работа.

2.8. Вдольбереговое течение. Волны

Вдольбереговое (прибрежное) течение - движение масс воды вдоль берега моря или озера, обусловленное приливом, волнением или ветром. Наиболее отчетливо эти течения выражены в условиях, когда волны подходят примерно по нормали к линии берега.

Ветровой (волновой) нагон - вертикальный подъём уровня воды, вызванный воздействием ветра на водную поверхность. Возникает подводное противотечение. На мелководье - *обратное поверхностное течение (разрывное, отбойное, тягун, сулой)*. Сравнительно узкое с высокой скоростью течение. Направленно в сторону моря. Начинается в зоне прибоя. Возникает из-за разницы в уровне воды вдоль берега, из-за неровностей дна.

Разрывные течения часто вымывают неглубокие каналы и соответственно ограничены этими каналами. *Разрывное течение (сулой)* - быстрое (до 1 м/сек) сравнительно узкое возвратное течение воды, разрывающее зону прибоя и направленное от берега в море.

Волны - периодические колебания поверхности моря или океана, обусловленные возвратно-колебательными или круговыми движениями воды в вертикальной плоскости. Поступательного движения при этом почти нет. Видимое движение волн — это только изменение формы, оно не сопровождается перемещением самих водных масс. В зависимости от причин, вызывающих движение, различают волны ветровые, приливные (приливы и отливы), барические (сейши) и цунами.

Волны состоят из чередующихся между собой валов и впадин. В волнах различают следующие элементы (рис. 2.13):

- Гребень волны - наивысшая точка волны
- Подошва (ложбина) волны - самая низкая точка волны
- Длина волны (L) - расстояние от гребня (или подошвы) одной волны до гребня (или подошвы) другой
- Высота волны (H) - расстояние по вертикали от подошвы до гребня
- Период волны - время, за которое волна проходит путь, равный своей длине
- Фронт волны - линия, проходящая вдоль гребня, перпендикулярная к направлению перемещения волн

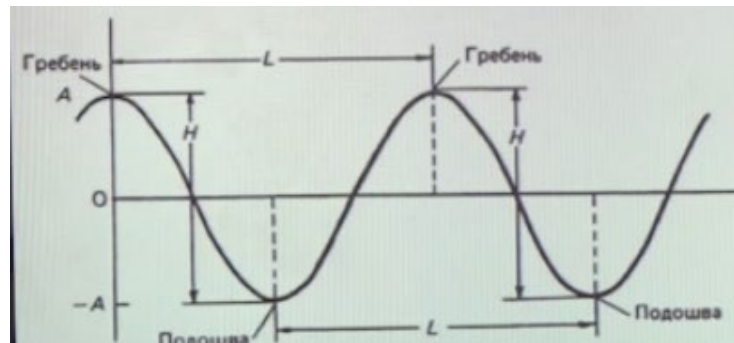


Рис. 2.13. Элементы волн

Круговые движения частиц воды в волне быстро уменьшаются с глубиной и постепенно сходят на нет на уровне, соответствующем половине длины волны ($L/2$). Таким образом, волновые движения затрагивают только самую поверхностную часть водного слоя.

Ветровые волны являются преобладающими на поверхности морей и океанов. Они всегда существуют в открытом океане и могут иметь самые разнообразные размеры, достигая длины до 400 м, высоты 12-13 м и скорости распространения 14-15 м/с. В северной части Атлантики зарегистрированы волны высотой более 22 м. Подходя к берегу, на мелководье волны захватывают всю толщу воды. Вместо круговой формы в открытом море приобретают эллипсоидальную.

Деформация волны на мелководье происходит из-за трения о дно. Вода у дна движется медленнее, чем на гребне. Колебательные движения воды сменяются поступательным. На мелководье скорость и длина волны уменьшаются. Высота и крутизна возрастают. Волна опрокидывается на берег и образует прибой. На отмеле берегу, волна тащит за собой песок и гальку и формирует широкую полосу пляжа. Если волна подходит к приглубому берегу, то она всей своей массой ударяет в береговую кромку или обрыв, разрушая его (рис. 2.14).



Рис. 2.14. Деформация волны на мелководье

Сейши - стоячие волны. Обычно наблюдаются в ограниченных водоёмах (заливах, проливах, озёрах). Сейши возникают при интерференции волн, отражённых от

берегов водоёма. Причина - чаще всего быстрое изменение атмосферного давления (барические волны).

Однажды вызванная деформация уровня воды приводит к постепенно затухающим колебаниям в ней. Высота таких волн незначительна - обычно несколько десятков сантиметров, редко до 1-2 м. Стоячая волна является суммой двух распространяющихся в противоположных направлениях волн.



Рис. 2.15. Различные механизмы возбуждения волн цунами

Цунами (яп. - «порт, залив», «волна») — это длинные волны, порождаемые мощным воздействием на всю толщу воды в океане или другом водоёме. Различные механизмы возбуждения волн цунами приведены на рис. 2.15. Наиболее значительные цунами современности связаны с землетрясениями, лахарами и оползнями. Из последних – извержение вулкана Анак-Кракатау в 2018 году – образовалась волна цунами высотой около 5 м, в результате чего погибло почти 500 человек. Статистика:

- Тихий океан - за последние 10 лет более 70 цунами
- Россия (Тихоокеанское побережье) за 300 лет - 70 цунами
- Индийский океан за последние 125 лет - 3 разрушительных
- 27 августа 1883 г. (Кракатау),
- 26 декабря 2004 г. (Суматранское землетрясение)

При образовании волны цунами происходит подвижка дна по разрыву – на дни возникают поднятый и опущенный блок. Над поднятым блоком в толще воды возникает горб, а над опущенным – впадина. При этом вся толща воды приходит в движение. При образовании горба на суше начинается отлив, затем горб начинает расходиться, волна подходит к берегу, ее высота увеличивается, и волна начинает опрокидываться и сносит

все на своем пути (рис. 2.16). Прогноз таких катастрофических явлений позволяет предупредить об опасности и привести в эвакуацию население.

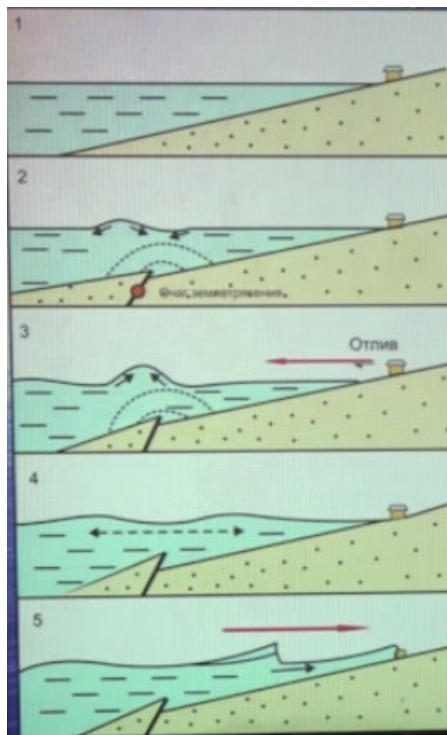


Рис. 2.16. Схема образования цунами в результате землетрясения

Станции слежения за цунами расположены в местах, где цунами были когда-либо зафиксированы. Постоянное слежение за высотой волн при их приближении к берегу позволяет предвидеть опасное изменение ситуации.

Лекция 3. Геологическая деятельность морей и океанов

3.1. Виды геологической деятельности морей и океанов

Геологическая деятельность морей и океанов может быть сведена к трем видам:

- I. Процессы разрушения пород берегов - *абразия*
- II. Транспортировка материала
- III. Накопление перенесенного материала – *аккумуляция*

3.2. Абразия

Абразия (от лат. abrasio-соскабливание, сбривание) – разрушительная работа моря; разрушение волнами и прибоем берегов морей, озёр и крупных водохранилищ. Различают три вида абразии: *механическую, химическую и термическую*.

1. Механическая абразия - разрушение пород, слагающих берега, под действием ударов волн и прибоя и бомбардировки обломочным материалом, переносимым волнами и прибоем
2. Химическая абразия - разрушение пород берега в результате их растворения морской водой
3. Термическая абразия - разрушение берегов, сложенных мерзлыми породами или льдом, в результате действия более теплой морской воды на лёд, содержащийся в мерзлой породе

Механическая абразия - основной вид абразионной работы моря. Всегда присутствует при химической и термической абразии. Волны имеют наибольшее значение в разрушительной работе моря, приливы и отливы - в меньшей степени. В период штормов волны, следуя друг за другом, с силой обрушиваются на берега и интенсивно разрушают их. Суша отступает, срезается морем (от 1 до 30 м в год). На рис. 3.1. приведены фотографии приглубого и отмелого берегов.

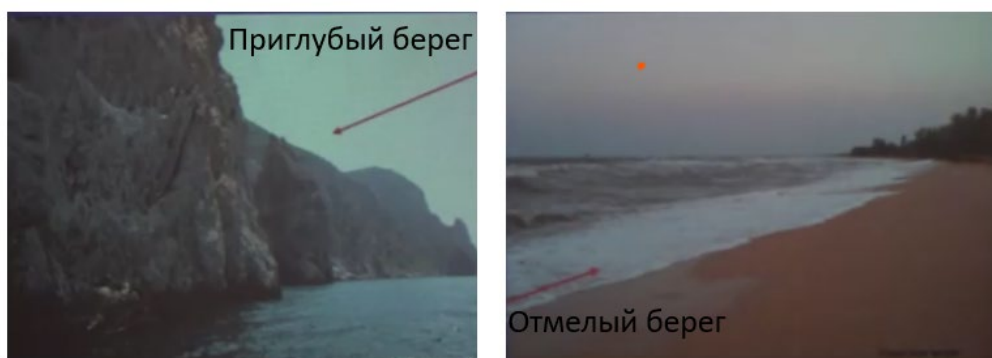


Рис. 3.1. Приглубый и отмелый берега

Приглубый берег - дно моря имеет крутой уклон. Большая часть обломочного материала уносится от берега на подводный склон.

Отмелый берег с пологим откосом. Большая часть обломочного материала движется в сторону берега.

3.3. Развитие приглубых (абразионных) берегов

У крутых приглубых берегов проявляется наибольшая абразия. На берег воздействует ряд факторов:

- удар многотонной массы воды, содержащей песок, гальку и даже валуны
- сжатие воздуха в порах и полостях породы, который разрывает ее подобно взрывчатому веществу
- химического действия воды

Взбросы воды могут достигать 50-60 м высоты. Сила удара крупных волн достигает 30 - 40 тонн на м³. Гидравлический удар волны достигает наибольшей силы в основании крутого скального берега. Особенно быстро разрушаются трещиноватые горные породы. Вода попадает в трещины, расширяет их, сжимает воздух внутри породы. При отступании волны сжатый воздух быстро расширяется, почти с силой взрыва, и производит дополнительные разрушения. Воздух выдувает из трещин все мелкие частицы. Вместе с воздухом выбивается вода.

Берега, сложенные рыхлыми песчаными или песчано-галечными породами, разрушаются наиболее быстро. Крутые скальные берега, сложенные крепкими осадочными или магматическими породами, разрушаются медленно. В результате ударов волн в основании берегового обрыва образуется сначала выемка, затем - волноприбойная ниша (рис. 3.2).

Волноприбойная ниша - ниша в основании крутого берега моря или океана, образованная ударным действием волн.

Ниша постепенно увеличивается, пока нависающие породы не обрушатся. После обрушения берег опять представляет собой отвесный обрыв. Обрыв, созданный морем, называется клиф (рис. 3.2).

Клиф - крутой, почти отвесный берег моря или озера, образовавшийся в результате абразии.

В дальнейшем процесс неоднократно повторяется. Клиф постепенно отступает в сторону суши, оставляет за собой горизонтальную или слабо наклоненную к морю абразионную террасу (*бенч*). Между абразионной террасой (*бенчем*) и клифом возникает узкая полоса, покрытая гравием, галькой и более крупными обломками горных пород - *пляж*.

Бенч - морская абразионная горизонтальная или слабо наклонная площадка (терраса), выработанная действием волн в коренных скальных породах у основания клифа. Скалистая подводная отмель (*бенч*) между берегом и абразионными останцами (*кекурами*) Два Брата (Японское море) изображены на рис. 3.3.

Абразионная терраса может быть покрыта тонким слоем продуктов разрушения берегов. Обломочный материал непрерывно перемещается волнами и производит

коррадирующее воздействие на поверхность абразионной террасы и понижает ее. Если обломки вращаются, то выдалбливают на поверхности террасы котлы, ямы и т.д. Обломки пород постоянно движутся - дробятся, истираются, окатываются. Постепенно превращаются в гальку, песок и более мелкие частицы.

Часть обломочного материала уносится за пределы бенча и откладывается в виде постепенно растущей подводной осыпи. Так образуется подводная аккумулятивная терраса (рис. 3.2) *Аккумулятивная терраса* – продолжение абразионной.

Аккумуляция – процесс накопления на земной поверхности рыхлых минеральных и органических осадков.



Рис. 3.2. Развитие абразионного берега

Срезание и отступление берега происходит не бесконечно. Ширина мелкого моря (аккумулятивной и абразионной террас) постепенно увеличивается. Волны, подходя к береговому обрыву, теряют энергию. Энергия волн расходуется на преодоление трения о дно, на перемещение и переработку обломочного материала и т.д.

Оживление абразии может наступить в результате колебательных тектонических движений. Нисходящие тектонические движения могут привести к погружению поверхности абразионной и аккумулятивной террас, т.е. увеличению глубины моря. Восходящие движения могут вывести морские террасы из-под уровня моря. То же самое может произойти и в результате уменьшения или увеличения глубины самого моря. Типы морских террас приведены на рис. 3.3.

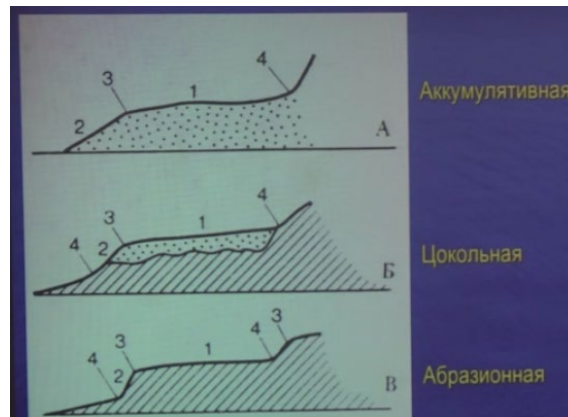


Рис. 3.3. Типы морских террас. 1 - поверхность террасы; 2 - уступ террасы; 3 - бровка террасы; 4 - тыловой шов террасы, фиксирующий положение береговой линии

Быстрота разрушения берегов и скорость их отступления различны. Легко разрушаются и отступают берега, сложенные рыхлыми или непрочными породами. В Бретани скорость разрушения и отступления берега иногда достигает 15 - 35 м/год.

Пример - быстрая абразия о. Гельголанд (Германия) в Северном море. В 1072 г. Площадь острова 900 км². Сейчас - 1,5 км². Остатки суши, окруженной широкой абразионной террасой. Скорость размывания и отступления резко уменьшается там, где хорошо развит пляж. Например, на Западном побережье Крыма высокие берега сложены алеврито-глинистыми породами. Скорость размывания 0,5 - 1,0 м/год.

3.4. Абразионное действие приливов и отливов

На побережьях с преобладанием приливно-отливной деятельности приливно-отливные каналы представляют собой сильно извилистые протоки. Дно каналов заполнено крупнозернистыми песками с раковинным детритом и многочисленными глинистыми обломками. Приливы и отливы в большей степени производят размыв дна моря, чем разрушение берегов. На рис.3.4 приведены приливно-отливные каналы. Более темные синие участки воды соответствуют глубоким частям каналов, а светло-голубой цвет - мелким (менее 25 метров).



Рис. 3.4. Приливно-отливные каналы

В некоторых местах приливы становятся причиной явления, которое называется приливной волной. Она формируется, когда огромные массы воды попадают в узкое русло реки. Амплитуда приливной волны резко возрастает, и вверх по течению движется высокая водяная стена. Это явление называется *бора*.

Кислогубская приливная электростанция - единственная на настоящее время приливная электростанция в России. Расположена вблизи поселка Ура-Губа Мурманской области, в губе Кислая Мотовского залива Баренцева моря.

3.5. Химическая абразия

Растворимость пород берега - основное условие проявления химической абразии, подобно карсту. *Химическая абразия* - разрушение пород берега в результате их растворения морской водой. Наиболее распространена на берегах, сложенных легкорастворимыми карбонатными породами. В результате в нижних частях обрывов образуются карстовые пещеры, борозды, каверны и т.д. На рис. 3.5. приведены примеры химической абразии.

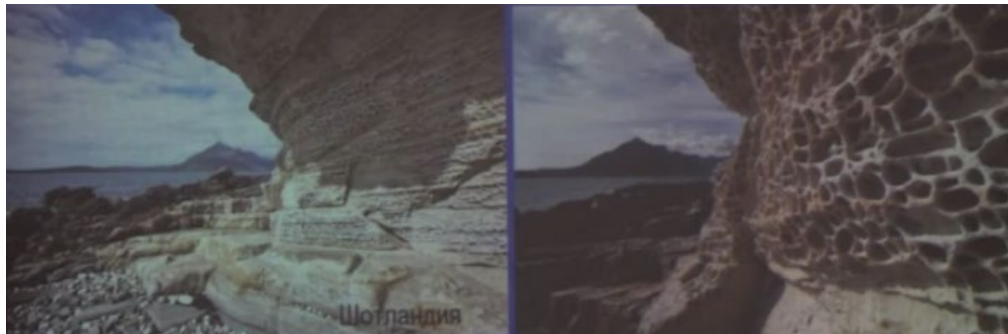


Рис. 3.5. Химическая абразия

3.6. Термическая абразия

Разрушение берегов, сложенных мерзлыми породами или льдом, в результате совместного действия волн и более теплой морской воды на лёд, содержащийся в мерзлой породе. Термоабразия связана с быстрым (до 20 м/год) разрушением и отступанием берегов, сложенных оттаивающими многолетнемерзлыми породами. Примеры термоабразии приведены на рис. 3.6.

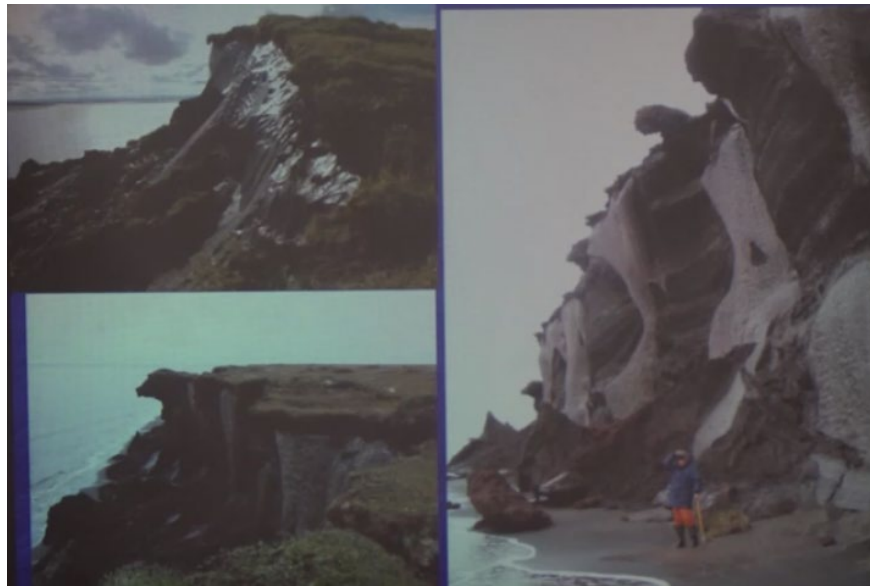


Рис. 3.6. Термоабразия

3.7. Транспортировка и аккумуляция перенесенного материала

Аккумуляция - процесс накопления на земной поверхности рыхлых минеральных и органических осадков.

Развитие отмелей (аккумулятивных берегов)

Волны - периодические колебания поверхности моря или океана, обусловленные возвратно-колебательными или круговыми движениями воды в вертикальной плоскости. Поступательного движения при этом почти нет. Видимое движение волн — это только изменение формы, оно не сопровождается перемещением самих водных масс (рис. 3.7).

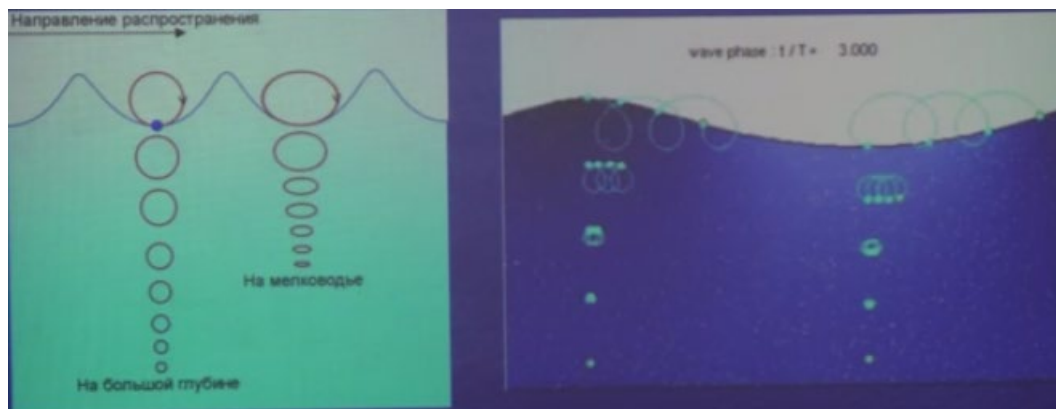


Рис. 3.7. Волны

Круговые движения частиц воды в волне быстро уменьшаются с глубиной и постепенно сходят на нет на уровне, соответствующем половине длины волны ($L/2$). Таким образом, волновыми движениями затрагивается только самая поверхностная часть водного слоя. Волны при выходе на малые глубины из-за трения о дно изменяют

форму, увеличивают крутизну и асимметрию. Крутизна переднего склона волны увеличивается. Гребень волны опрокидывается. Колебательные волны преобразуются в волны перемещения, или «переносные», направленные к берегу. Эти волны подхватывают и несут к берегу песок и гальку. Рыхлый обломочный материал скапливается у уреза воды, постепенно образуя пляж.

Основной фактор образования пляжей, сопровождаемый перемещением наносов на пляжах на аккумулятивных берегах – прибой. *Прибой* - явление разрушения морской (озёрной) волны, происходящее в результате разбивания волн непосредственно у берега, при этом колебательные движения воды сменяются возвратно-поступательным движением прибойного потока (рис. 3.8).

В тех местах, где волны достигают дна, обломочный материал (наносы) приходит в движение. Крупные обломки, или при малых скоростях потока, перемещаются перекачиванием по дну. Мелкие обломки, или при больших скоростях потока - переносятся во взвешенном состоянии. Средние обломки, или при средних скоростях - прыжками (*сальтация*).



Рис. 3.8. Строение береговой зоны

Пляж - слабо наклоненная к морю полоса берега, сложенная преимущественно песком, гравием, галькой, валунами, отлагающимися под действием прибойного потока. *Зона заплеска волн* - полоса побережья, в пределах которой действует волноприбойный поток (прибойная зона).

Волны подходят к берегу в зависимости от направления ветра. Если под прямым углом, то обломочный материал испытывает поперечное по отношению к берегу перемещение. Если волны подходят к берегу под некоторым (косым) углом, то происходит продольное или вдольбереговое перемещение обломков.

Механизм поперечного перемещения обломочного материала

Волна асимметрична. Крутому переднему склону волны соответствует более быстрое движение воды к берегу («прямой поток»). Пологому заднему склону волны соответствует более медленное обратное движение воды в сторону моря («обратный поток»).

1) В нейтральной точке скорости перемещения прямого и обратного потоков равны. В нейтральной точке, где скорости прямого (к берегу) и обратного (от берега) потоков равны, обломки на дне будут совершать только колебательные движения то вверх, то вниз по склону, не перемещаясь ни к берегу, ни от него (рис. 3.9).

2) Вверх по склону от нейтральной точки, где прямые скорости потока выше, обломочный материал, в основном, будет перемещаться вверх по склону и накапливаться у берега, образуя береговые валы. Ниже нейтральной точки материал будет сноситься вниз по склону и отлагаться в нижней части подводного берегового склона, образуя подводные валы (рис. 3.9).

3) Положение нейтральной точки не будет оставаться постоянным, т.к. углубление дна в верхней и нижней зонах будет изменять углы наклона дна и глубину. В конце концов обе зоны сомкнутся и профиль подводного склона приобретет вид вогнуто-выпуклой кривой - профиль равновесия. Движения земной коры, изменение уровня моря, сильные штормы нарушают достигнутое равновесие, перемещение обломочного материала возобновляется до выработки нового профиля равновесия (рис. 3.9).

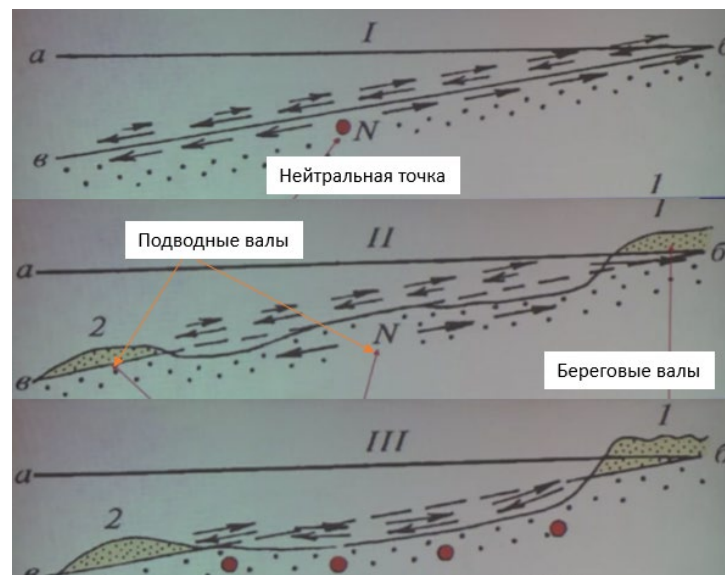


Рис. 3.9. Стадии развития аккумулятивного типа морских берегов (по В. П. Зенковичу). I, II, III - различные положения наступающего аккумулятивного берега; аб - уровень моря; бв - пологий подводный береговой склон; прямые (->) и обратные (<-) волновые скорости; N - нейтральная точка; 1 - береговые валы; 2 - подводные валы

Характерными формами рельефа аккумулятивных берегов при поперечном перемещении обломочного материала являются: подводные валы, бары, пляжи и береговые валы (рис. 3.10).

Подводный песчаный вал - линейно вытянутое вдоль берега пологое сводовое поднятие на дне моря, сложенное песчаным материалом. Происхождение подводных валов связано с частичным разрушением волн (*забуруниванием*). При забурунивании

волна теряет часть энергии и переносимый ею материал отлагается на дне в виде вала. Валу протягиваются вдоль берега параллельно друг другу. Валу может быть от 2 до 6. Высота валов 1 - 4 м, длина от сотен метров до нескольких км.

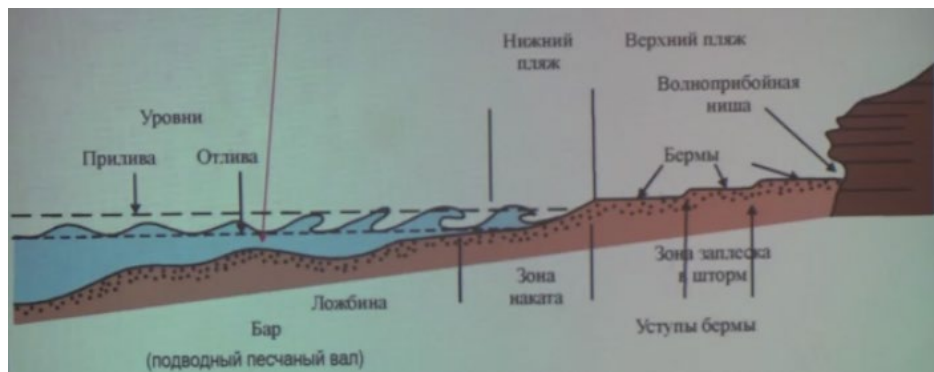


Рис. 3.10. Поперечный профиль пляжа

Иногда подводный вал вырастает и выступает из воды. Такие валы называются барями. *Бар* - длинная (десятки и сотни км) асимметричная гряда морских песчано-галечных наносов, поднятая над уровнем моря и протягивающаяся параллельно берегу на некотором расстоянии от него.

Бары отшнуровывают от океана пространства воды, называемые лагунами. *Лагуна* - 1. Мелководный естественный водоем, отделенный от моря полосой наносной суши (баром), иногда соединенный с морем узким проливом. 2. Водоем внутри кольца коралловых островов. Около 10% протяженности всех побережий Мирового океана относится к лагунному типу. На рис. 3.11 приведены стадии развития подводных валов и баров.

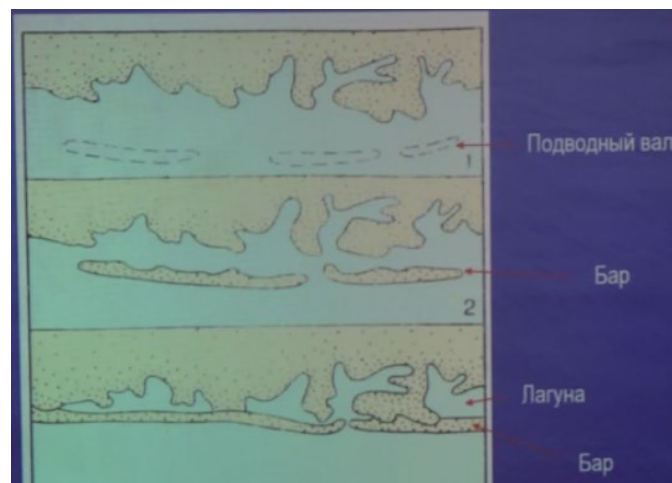


Рис. 3.11. Стадии развития подводных валов и баров

При поперечном перемещении материала начинают формироваться подводные валы. Далее они превращаются сначала в отдельные бары, затем бары начинают соединяться и отшнуровывать лагуны. Лагуны соединены с океанами проливами.

Пляжи

Пляж - скопление наносов в зоне действия прибойного потока. Обычно пляжи сложены более грубым обломочным материалом, чем подводный береговой склон - следствие разницы в скорости и силе прямого и обратного течения. Песок увлекается на большие глубины, а галька и валуны выбрасываются к берегу. В результате в зоне прибоя (наката) формируется береговой вал. Волны, набегающие на пляж, сортируют выносимый материал. Крупные обломки отлагаются на участках с крутым уклоном, мелкие - на пологих участках.

Летом обычно волны низкие и длинные. Набегая на берег и, неся с собой песок и гальку, они формируют нижний (летний) пляж, у которого хорошо выражен верхний уступ и фас пляжа. *Нижний пляж* - полоса берега в пределах приливно-отливной зоны, характеризующаяся процессами, связанными с зоной наката. В зимнее время, при частых штормах высота волн увеличивается образуется верхний пляж (штормовой, зимний) с несколькими уступами или бермами. Со стороны моря берма ограничена четким уступом, который называется гребнем бермы. *Верхний пляж* - полоса берега, находящаяся выше нормального уровня приливов и покрываемая водой только во время сильных штормов (рис. 3.12).

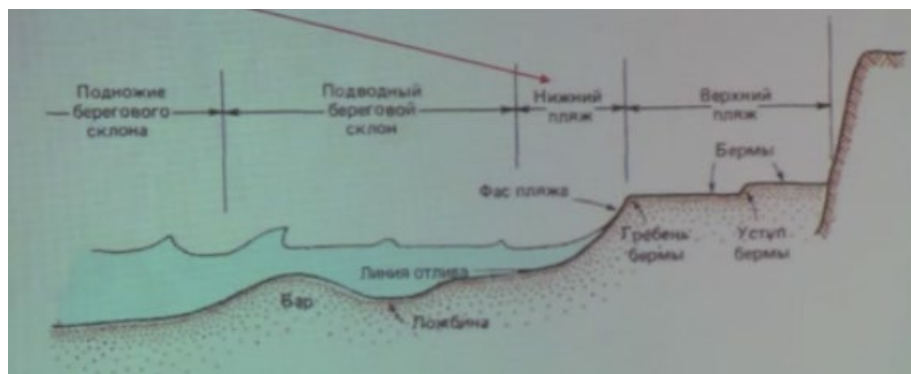


Рис. 3.12. Элементы береговой зоны со сформированным профилем равновесия

Берма - пляжевая ступень, узкая аккумулятивная поверхность в пределах верхнего пляжа, образованная откатывающими волнами. Со стороны моря ограничена гребнем. Гребень бермы – граница бермы, уступ, ограничивающий берму со стороны моря.

По составу обломочного материала пляжи подразделяются на *песчаные, галечные, валунные и ракушечные*. По строению выделяют *пляжи неполного и полного профиля*. Пляж неполного профиля формируется у подножья клифа - образуется прислоненный пляж с одним склоном, обращенным в сторону моря. Пляж полного профиля образуется, если впереди формирующегося накопления наносов есть свободное пространство. Пляж приобретает вид берегового вала с отлогими широким морским склоном и коротким и крутым склоном, обращенным к берегу.



Рис. 3.14. Коса

Коса - низкая и узкая намывная песчано-галечная полоса суши, причленённая одним концом к берегу, а другим выступающая в сторону моря (реки, озера) по направлению господствующего вдольберегового течения.

Аккумулятивные террасы образуются при изгибе берега в сторону моря. До излома берега (рис. 3.15, АБ) направление движения волн и прямолинейный отрезок берега составляют угол φ . Здесь скорость вдольберегового перемещения потока наибольшая. На участке БГ угол между направлением движения волны и берегом увеличивается ($\varphi + \pi$). Волны подходят к берегу почти под прямым углом. Скорость вдольберегового перемещения наносов резко падает. Наносы откладываются во входящем углу. Образуются примкнувшие аккумулятивные террасы.



Рис. 3.15. Аккумулятивная терраса

Формирование аккумулятивных форм у изрезанного рельефом берега. Если у берега имеются заливы, эстуарии, то косы, удлиняясь, могут соединиться с другим берегом залива. Образуется замкнутая аккумулятивная форма - пересыпь, отчленяющая от моря лагуну. *Пересыпь* - низкая и узкая полоса наносной суши из песка или гальки, отделяющая лиман или лагуну от моря либо большого озера. Образуется под действием прибойного потока и волновых течений из песчаного, гравийно-галечного или

ракушечного материала в результате продольного (вдоль берега) или поперечного перемещений наносов.

Такой же процесс происходит, если недалеко от берега находится остров. Волны, огибая остров, заставляют часть пляжа "вырастать" в сторону острова. Когда песчаная коса соединится с островом, образуется перемычка, *перейма* или *томболо*. *Перейма (томболо)* - песчано-галечная намывная перемычка (пересыпь, коса), соединяющая остров с материком.

Лекция 4. Осадконакопление в океанах

4.1. Главные структурные элементы

Континенты и океаны – основные структурные элементы литосферы Земли. Океаническая кора отличается от континентальной. В океанической коре отсутствует гранито-гнейсовый слой. Земная кора сложена различными горными породами магматического, метаморфического и осадочного происхождения. В земной коре: осадочные породы ~ 10% массы, магматические, метаморфические ~ 90%. На современной поверхности континентов Земли осадочные породы занимают 75% площади, магматические и метаморфические 25%. В океанах осадки покрывают ~100% площади дна.

Стратисфера - слоистая осадочная оболочка Земли. Из осадочных горных пород добывают около 90 % всех полезных ископаемых, в том числе 100% газа, нефти и каменного угля.

4.2. Современные области осадконакопления. Условия осадкообразования на континентах. Классификация континентальных отложений

Современные области осадконакопления подразделяются на *континентальные, области океанов и морей и переходные*. На рис. 4.1 представлено соотношение современных континентальных, морских и переходных областей осадконакопления.

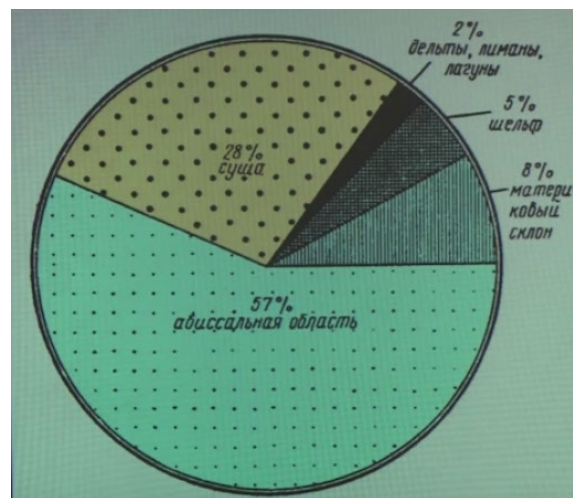


Рис. 4.1. Соотношение современных континентальных, морских и переходных областей осадконакопления

Континентальные отложения представлены главным образом обломочными и глинистыми породами. Факторы, определяющие условия накопления осадков на континентах:

1. Климатический - определяет характер природных процессов образования и последующего изменения осадочной горной породы.
2. Тектонический - действует через рельеф, обуславливает большое разнообразие и изменчивость континентальных отложений на коротких расстояниях.

В соответствии с климатической зональностью выделяют три типа современного осадконакопления на континентах:

- Ледовый,
- Гумидный,
- Аридный

1) *Ледовый* - распространен в полярных областях и высокогорных районах, характерна низкая температура и физическое выветривание. Накапливается обломочный материал.

2) *Гумидный* - распространен в областях с постоянным обилием влаги и высокой среднегодовой температурой. Осадки разнообразны: галечники, пески, алевролиты, глины, торфяники.

3) *Аридный* - распространен в областях с засушливым климатом. Преобладают эоловые песчаные осадки пустынь и хемогенные известняки, доломиты, гипсы и галоидные соли бессточных озер.

По способу образования континентальные отложения делят на: 1) элювиальные; 2) коллювиальные отложения на склонах и их подножиях (осыпи, обвалы, оползни, делювий); 3) пролювиальные отложения; 4) речные (аллювиальные) отложения; 5) озерные отложения; 6) отложения источников и карстовых полостей; 7) ледниковый комплекс; 8) отложения пустынь; 9) наземные вулканические отложения. Все характеризуются определенным составом, особенностями строения, формой залегания.

На суше преобладают процессы денудации. Континентальные осадки неустойчивы: за накоплением следует размыв. Продукты разрушения (~ 20 млрд. тонн в год) переносятся, в основном, реками (до 90%) в моря и океаны, где и накапливаются.

Система континент - океан (стадии осадочного процесса) (рис. 4.2):

- 1) Мобилизация осадочного вещества (все виды выветривания, биологические и вулканические процессы)
- 2) Перенос водой, ветром, льдом, гравитацией, биогенный. Перенос течениями и волнами
- 3) Накопление осадка (седиментация)
- 4) Захоронение осадка, литификация, образование осадочных пород (диагенез)

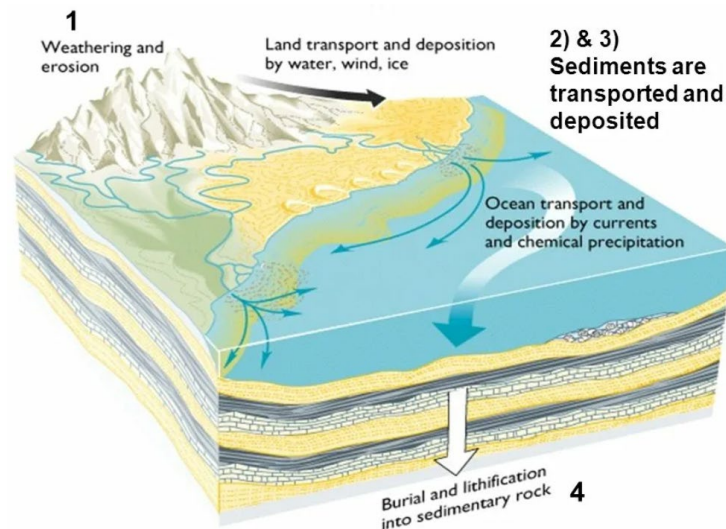


Рис. 4.2. Стадии осадочного процесса

4.3. Моря и океаны – главные области осадконакопления

По происхождению различают океанические осадки следующих типов:

- 1) Терригенные (обломочные)- образуются за счет переотложения продуктов выветривания и разрушения различных горных пород (обломочные зерна),
- 2) Биогенные - образуются в результате жизнедеятельности организмов, главным образом их скелетов (биогенные зерна),
- 3) Хемогенные - связаны с химическим выпадением осадка из морской воды (хемогенные зерна),
- 4) Осадки, обогащенные вулканогенным материалом в результате извержений на океаническом дне и за счет тефры, приносимой ветрами с суши,
- 5) Полигенные (смешанные) за счет действия всех этих процессов одновременно

Большую часть поверхности дна океана занимают биогенные осадки (40%), на долю терригенных осадков приходится 20%, глубоководных пелагических глин - 26%. 14% поверхности дна - смешанные осадки, содержащие от 30 до 50% биогенного материала. Седиментацию со скоростью осадконакопления свыше 100 мм/1000 лет называют *лавинной* (А.П. Лисицын, 1982).

4.4. Факторы, определяющие распределение осадков современного моря (океана)

- 1) Глубина
- 2) Температура
- 3) Соленость
- 4) Газовый режим

На рис. 4.3. приведены структурные элементы дна Мирового океана. Шельф (0 - 200м) занимает 7% площади, континентальный склон и подножие континентального склона (200 -3000м) - 11%, ложе океана (> 3000м) - 82% (глубоководные котловины, хребты, поднятия).

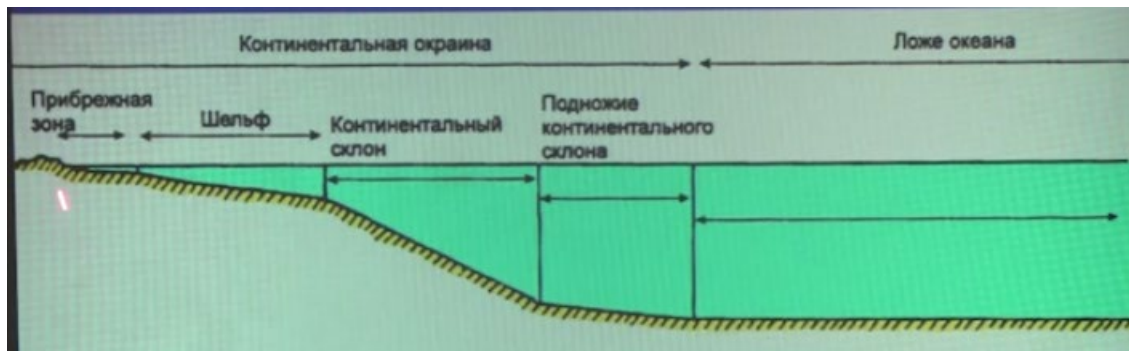


Рис. 4.3. Структурные элементы дна Мирового океана

Морские организмы - животные, растения и микроорганизмы, обитающие в морях и океанах при солености не ниже 5-8‰. Общее число видов организмов в морях и океанах достигает 17 тысяч. По условиям и образу жизни все морские организмы делят на бентальные и пелагиальные.

Бентос (греч. benthos - глубина; дно океана, моря, озера носит название «бенталь») - организмы, живущие на дне водоема (98%). Подвижный и прикрепленный бентос. *Пелагиальные организмы* (греч. pelagos - море; водная масса океана, моря, озера называется пелагиалью) - организмы, населяющие толщу воды (2%). Планктон и нектон. Пелагиальные организмы непосредственно не связаны с грунтом и после отмирания могут попадать в разные осадки.

4.5. Мелководные и глубоководные обстановки осадконакопления

По особенностям распространения донных организмов выделяют несколько биономических зон: *литораль*, *сублитораль*, *батиаль*, *абиссаль*, *ультраабиссаль* (рис. 4.4). Биономия - отрасль биологии, изучающая условия и образ жизни организмов.

Границы биономических зон и структурных элементов дна совпадают. Область океанского осадконакопления включает как мелководные, так и глубоководные обстановки, переходящие одна в другую:

- 1) нефритовые (шельфовые) - мелководные,
- 2) батимальные (континентальный склон и его подножие) - промежуточные,
- 3) абиссальные (ложе океана) – глубоководные

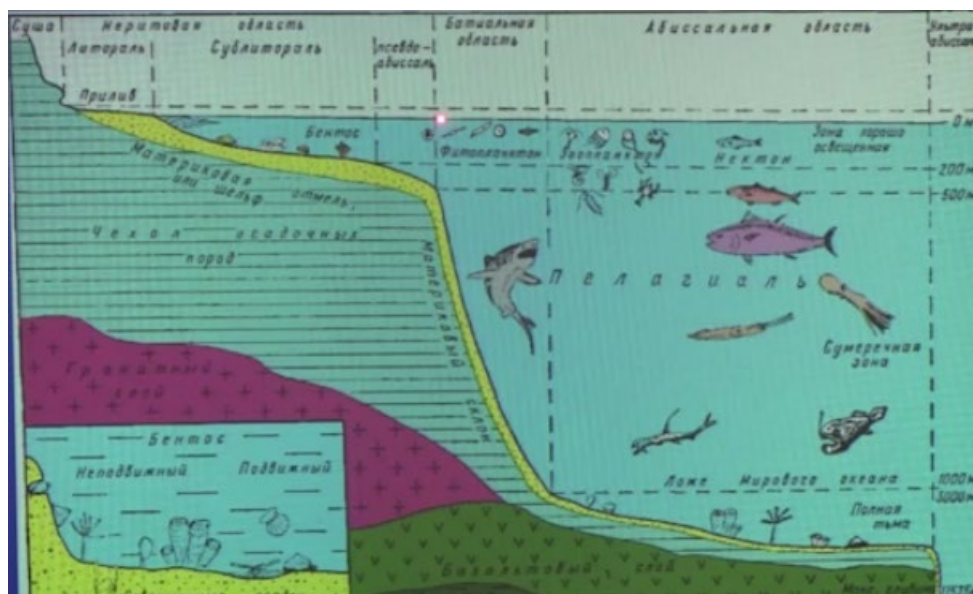


Рис. 4.4. Биономические зоны океана

Неритовые (шельфовые) обстановки - мелководные обстановки (0 - 200м). Характерны для краевых мелких эпиконтинентальных морей. Nerita - моллюск (морская гастропода), живущий в этой зоне (литораль и сублитораль).

Литоральная обстановка (глубина 0 - 10 м) - полоса прибрежных накоплений. Образуются в приливно-отливной и прибойной зонах моря - краевая внешняя часть морского мелководья. Ширина литорали 1-1,5, в отдельных случаях до 12 км. Для осадконакопления в условиях литорали благоприятны пологие берега моря. У крутых берегов литораль практически отсутствует. Литоральные осадки отличаются изменчивостью. Они состоят из линзообразных прослоев галечника, песков, глин, углистого материала. Много света, кислорода, жизнь обильна и разнообразна. Среди животных - формы прикрепляющиеся, присасывающиеся, зарывающиеся в грунт (простейшие, моллюски, кишечнополостные, черви, ракообразные). Среди растений преобладают бурые водоросли. При совсем низких берегах, затапливаемых во время приливов, образуются болотистые равнины – *марши* - или илистые побережья – *ватты*. В тропиках на низменных берегах - вечнозеленые лиственные мангровые леса. Приспособились к частым затоплениям приливами, подвижности субстрата, отсутствию кислорода в почве. Для снабжения кислородом подземных тканей у мангровых растений служат воздушные корни.

Сублиторальная обстановка (глубина до 200 м) - разнообразные терригенные, глинистые и карбонатные органогенные и хемогенные осадки.

4.6. Терригенное осадконакопление в сублиторальной обстановке шельфа

В устьях рек содержание примесей в пресной воде > 100 мг/л, в морской воде < 1 мг/л. Резкое снижение нельзя объяснить простым смешением «грязной» речной и

«чистой» морской воды. Здесь работают так называемые естественные маргинальные фильтры (ЕМФ). В маргинальных фильтрах океанов задерживается 90-95% взвешенных и 30-40% растворенных веществ и загрязнений речного стока. Естественную фильтрацию можно представить в виде пяти последовательных ступеней:

1 - 2 - гравитационное осаждение песчано-алевритового материала и коагуляция глинистого вещества- сильного сорбента

3 - из растворов возникают флоккулы (лат. *flocculi* - клочок) новых мощных сорбентов - органического вещества и оксигидратов железа, происходят процессы сорбции и десорбции. *Сорбция* - поглощение растворенных веществ из окружающей среды. Два заключительных этапа – биологические:

4 - растворенные формы элементов (в том числе биогенных) переводятся во взвеси, в частности накапливаются в клетках фитопланктона

5 - заключительная принудительная фильтрация всей взвеси организмами-фильтраторами (зоопланктона), связывание в крупные комки-пелетты (гранулы), и перевод вещества из воды в донные осадки

В результате, если в воде речного стока до прохождения естественного фильтра преобладают взвешенные формы элементов, то после него – растворенные.

Сортировка обломочного и глинистого материала на шельфе современного морского бассейна по мере удаления от источника сноса. Крупные обломки остаются вблизи берега, мелкий материал постепенно рассеивается по площади шельфа, в том числе, за счет действия донных течений (рис. 4.5). За счет берегового разноса на месте перегибов дна образуются отмели. Вдоль отмельных берегов образуются пляжи.



Рис. 4.5. Сортировка обломочного и глинистого материала

4.7. Биогенное осадконакопление в сублиторальной обстановке шельфа

Условия обитания организмов на сублиторали (до 200 м): постоянное движение воды (волнение перемешивает всю толщу воды), хороший газообмен, изменчивая температура, хорошее освещение (солнечный свет достигает дна). Здесь обитает основная масса донных организмов. Среди растений преобладают зеленые, бурые и красные водоросли. Среди животных - двустворчатые моллюски, черви ракообразные, губки, мшанки, кораллы.

Коралловые рифы наиболее распространенные осадки на шельфе в экваториальной области. Кораллы растут со скоростью до 2,5 см/год.

4.8. Батиальная обстановка осадконакопления (континентальный склон и его подножие)

По составу батиальные отложения делятся на *терригенные, вулканические, известковые илы и илы смешанного состава*.

В области батиальной обстановки наблюдается зональность в размещении терригенных осадков. В более мелководной части распространены алевроитовые осадки, в более глубоководной – глинистые. Особенности батиального терригенного осадконакопления - проявление оползневых явлений и образование гравитационных осадочных потоков за счет перемещения полужидких незатвердевших осадков на участках крутого уклона дна.

Оползневые явления:

- Оползание (sliding) с формированием ненарушенных оползневых тел - олистолитов (olistoliths)
- Оползание (slumping) с дезинтеграцией оползневых тел - оползни-потоки (*mass transport deposits*)

Гравитационные осадочные потоки (обломочные и суспензионные). К обломочным потокам относятся потоки разжиженного осадка, зерновые и грязекаменные. К суспензионным – турбидные. Классификация механизмов удержания частиц осадка приведена на рис. 4.6.

Обломочные потоки (debris flow):

- Потоки разжиженного осадка - потоки, поддерживаемые восходящим движением поровых вод через еще неконсолидированный осадок, который приобретает свойства вязкой жидкости и получает возможность двигаться при минимальном уклоне
- Зерновой поток - небольшой мощности (неск. см) придонный поток преимущественно песчаного осадка на подводных склонах, подвижность которого обеспечивается давлением песчаных зерен друг на друга, что не дает им возможности осесть
- Грязекаменные глубоководные потоки - насыщенная водой плотная масса различных по размеру частиц, поддерживаемых в плавучем состоянии за счет высокой плотности потока, напоминающего сель на суше. Грязекаменные потоки обычно развиваются вдоль подножий континентального склона



Рис. 4.6. Классификация механизмов удержания частиц осадка

Суспензионные потоки (turbidites): турбидные (мутьевые) потоки - подводные турбулентные потоки суспензии осадочного материала, отличающиеся от окружающей воды большей плотностью, переносящие огромные массы материала с шельфа в область континентального склона и его подножия. Длина и ширина турбидных потоков до неск. дес. км, мощность до сотен метров, скорость до 100 км/час, скорость осадконакопления до 5 м в 1000 лет и более. Процесс происходит следующим образом:

- 1) Сгруживание обломочного материала, выносимого реками, на шельфе
- 2) Нарушение гравитационного равновесия на бровке шельфа
- 3) Возникновение турбидных потоков на бровке шельфа, которые за счет гравитации устремляются вниз по системе подводных каньонов до подножия континентального склона или дальше, до абиссальной равнины

Градационная слоистость - закономерное уменьшение размера частиц осадочной породы в слое (снизу вверх), связанное с их последовательным осаждением (более крупные частицы падают на дно быстрее) из турбидного потока.

Турбидиты - название современных и древних отложений турбидных (суспензионных, мутьевых) потоков (течений), одним из главных признаков которых является ритмичность строения и градационная слоистость.

Цикл Боума - идеализированная последовательность изменения состава и текстур слоев полного разреза турбидита, отражающая стадийность его формирования.

Флиши - мощные циклически (ритмически) построенные толщи осадочных пород. По составу может быть терригенным, карбонатным, вулканитовым и т.д., т.е. почти любым.

4.9. Биогенное осадконакопление в области батимальной обстановки (континентальный склон и его подножие)

Условия обитания организмов в батимальной области (до 3000м): (постоянная температура 1-3° С, полное отсутствие света и волнений). Жизнь бедная и однообразная. Растений нет. Животные хищные или питающиеся илом, приспособленные жить в

темноте - головоногие моллюски, рыбы, десятиногие раки. На поверхности океана господствующий тип развитых здесь живых пелагиальных организмов – *планктон*.

Криль (от нидерл. kriel, мелочь) - название мелких морских планктонных ракообразных промысловых размеров (10-65 мм), образующих промысловые скопления в поверхностных слоях воды умеренных и высоких широт океанов обоих полушарий.

Сестон - «дождь» из мелких планктонных организмов и взвешенных в воде неорганических и органических частиц. Роль биогенного осадконакопления огромна. Количество осажденного биогенного материала сопоставимо с количеством материала, поступающего с суши.

Фораминиферы - чрезвычайно разнообразная группа простейших одноклеточных животных, имеющих карбонатную раковину. Фораминиферовый ил широко распространён в тропических и субтропических широтах, в открытых частях океанов и крупных морей (Средиземное). В общей сложности он покрывает до 30 % площади ложа Мирового океана.

Кокколитофориды - одноклеточные планктонные водоросли размером около 30 мкм. Образуют на поверхности известковые пластинки – кокколиты. Составляют существенную (до 98 %) часть нанопланктона.

Крылоногие (Pteropoda) — это исключительно морские, свободноплавающие (пелагические) моллюски, голые или снабженные арагонитовой раковиной с парой больших крылообразных придатков, играющих роль плавников.

Известковые илы делятся по составу организмов на фораминиферовый (глобигериновый), кокколитовый, птероподовый:

- *Фораминиферовый (глобигериновый) ил* - осадок, состоящий из мелкокристаллического кальцита, раковин фораминифер и в меньшей степени пластинок кокколитофорид
- *Кокколитовый ил* - осадок, состоящий из микрокристаллического кальцита фрагментов панцирей кокколитофорид (> 75%) и раковин глобигерин
- *Птероподовый ил* сложен остатками арагонитовых раковинок крылоногих планктонных моллюсков. Встречается в тёплых тропических частях Мирового океана на глубине 700-3500 м, и занимает в общей сложности около 0,4 % площади дна Мирового океана

С глубиной температура морской воды понижается, возрастает общее давление и давление CO₂. Кальцитовые раковины и пластинки растворяются. Сильнее всего в придонных водах, на глубинах более 3,5 - 4 км. В океанах существует 3 уровня, контролирующих сохранность CaCO₃:

- 1) Лизоклин - разделяет комплексы фораминифер хорошей и плохой сохранности
- 2) Уровень критической глубины карбонатонакопления (КГК). Ниже КГК содержание CaCO₃ в осадках < 10%

- 3) Уровень глубины карбонатной компенсации (КГл) - граница, разделяющая карбонатосодержащие и полностью бескарбонатные осадки. Ниже этой границы известковые илы не образуются

Радиолярии - одноклеточные планктонные организмы. Скелет состоит из хитина и диоксида кремния (опал). Создают кремнёвые илы в экваториальных широтах.

Диатомовые водоросли - группа одноклеточных и колониальных водорослей, отличающаяся наличием у клеток своеобразного «панциря», состоящего из диоксида кремния (опал). Создают кремнёвые илы приполярных широтах.

Кремнёвые илы:

- Диатомовые - более чем на 50% состоят из мельчайших (0,15-0,03 мм) опаловых скорлупок диатомовых водорослей, скрепленных опаловым цементом
- Радиоляриевые - более чем на 50% сложены мелкими (не крупнее 0,1-0,2 мм) шарообразными скелетиками радиолярий, скрепленных опаловым цементом

Кремнёвые скелеты радиолярии и скорлупки диатомовых водорослей растворяются в поверхностных слоях океана, примерно на первом км, т.к. морские воды сильно недосыщены кремнезёмом. С глубиной их растворимость уменьшается.

4.10. Абиссальная обстановка осадконакопления (ложе Мирового океана)

Для абиссальной области (> 3000 м) характерно отсутствие света и волнения среды, постоянные температура 0-2° С и солёность, повышенное содержание CO₂, огромное давление. Органический мир очень беден и однообразен. Растений нет. Животные хищные или питающиеся умершими организмами, часто слепые - глубоководные рыбы, кремнёвые губки, моллюски, брахиоподы. Раковины и панцири непрочные, тонкие или их нет совсем, скелет у рыб слабый. Осадки представлены:

- Красными глубоководными глинами
- Биогенными кремнёвыми и известковыми илами
- Вулканической и космической пылью
- Железо-марганцевые конкреции - характерные образования рассматриваемой обстановки

Красная глубоководная глина чаще всего имеет бурый, шоколадный или коричневый цвет, реже кирпично-красный. Состоит из мельчайших, < 0,005 мм, частиц гидрослюды, хлорита, монтмориллонита, сферолитов никелистого железа космического происхождения, частичек гидроксидов железа. Состав глин - в значительной степени результат подводного выветривания (гальмиролиза), а сами они подводно-элювиальные образования.

Образование биогенных осадков в абиссальной зоне - кремнёвых и известковых илов - объясняется тем, что они накапливаются за счет отмирания плавающих

планктонных организмов, которые попадают на дно из другой среды обитания. Накопление осадков идет со скоростью ~ 1 мм в 1000 лет (рис. 4.7).

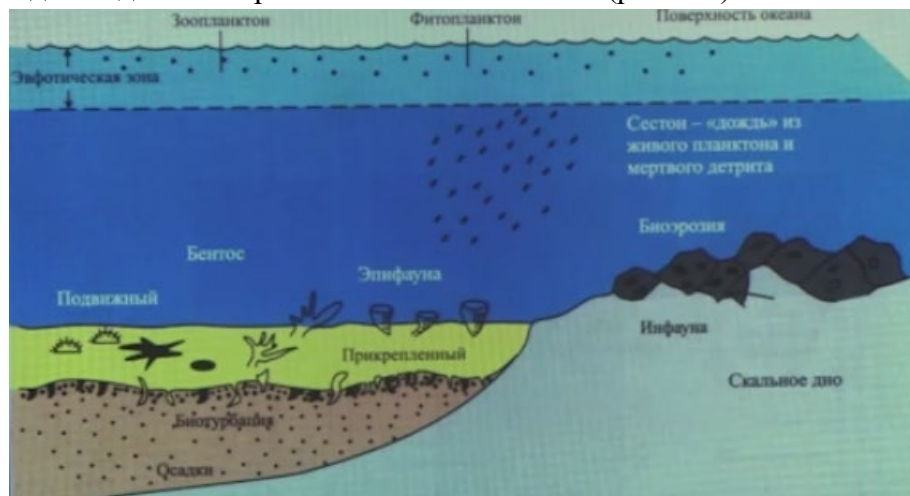


Рис. 4.7. Главные типы биоса в океане

Осадки, содержащие вулканогенный материал распространены преимущественно вдоль вулканических островных дуг. Образуются как за счет вулканических извержений на дне, так и вулканического пепла, выброшенного при взрывных извержениях на суше и островах.

Железо-марганцевые корки и конкреции развиты во всех океанах. Промышленное значение они имеют только в Тихом океане, где их объем превышает 200 млрд тонн. В его восточной части на глубинах - 5000 - 6000 м, дно усеяно железо- марганцевыми конкрециями с диаметром до 20-30 см и содержанием марганца до 13%, а меди до 2,5%.. Мощность корок может достигать многих сантиметров.

4.11. Подводные гидротермальные системы

Металлоносные осадки

Во второй половине 60-х гг. XX в. в рифтовой зоне Красного моря были обнаружены три впадины (Атлантис II, Дискавери и Чейн), заполненные горячими металлоносными рассолами. *Металлоносные осадки* - глубоководные илы, которые содержат рудное вещество (железо, марганец, медь, цинк, никель и др.). Наибольшую площадь они занимают в Тихом океане. Их возникновение связывают с рассеиванием вещества гидротермальных систем придонными течениями. По оценкам, впадина Атлантис II содержит 3,2 млн т цинка, 0,8 млн т меди, 80 тыс. т свинца, 45 тыс. т серебра и 45 т золота.

В 1979 году во время экспедиции под руководством Роберта Балларда в районе Галапагосских островов на глубине более 2000 метров пилотируемым подводным аппаратом Элвин (англ. DSV-2 Alvin) были обнаружены первые гидротермальные источники, у устьев которых формируются массивные полиметаллические сульфидные залежи.

Курильщики — это высокотемпературные гидротермальные источники, в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Из трубообразных жерл выделяются струи горячей воды, насыщенной растворенными газами (H_2 , CO_2), и сульфидами, сульфатами и оксидами металлов (рис. 4.8). Растворы выглядят как дым, что и дало название этим образованиям. Отложения достигают мощности в десятки метров и являются примером современного рудообразования.

В настоящий момент в Мировом океане изучено свыше 100 активных и реликтовых гидротермальных полей. Области разгрузки гидротермальных рудоносных растворов образуют *гидротермальные поля*. Формирование гидротермальных рудоносных флюидов связано с проникновением океанской воды по системе открытых трещин (*гьяров*) в породы коры и верхов мантии, имеющие высокую температуру. Здесь она нагревается до температуры более $400^{\circ}C$.

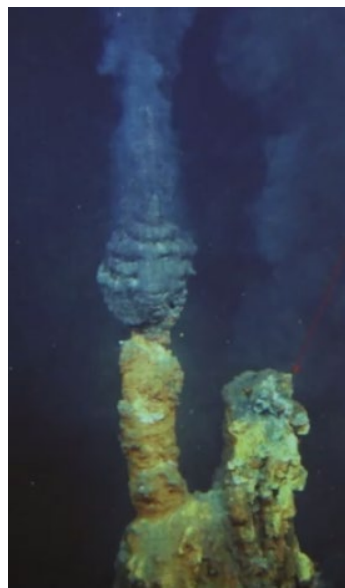


Рис. 4.8. Курильщики

Вода, обогащается рудными элементами (Fe , Zn , Cu , Ag , Au и др.), поднимается вверх. Контактует с холодными придонными водами, в результате происходит осаждение рудных компонентов. При температуре рудоносных флюидов $\sim 370^{\circ}C$ формируются *"черные курильщики"* - взвесь сульфидов металлов. При более низких температурах ($200 - 300^{\circ}C$) формируются *«белые курильщики»*, содержащие барий, кремний и кальций (рис. 4.9).

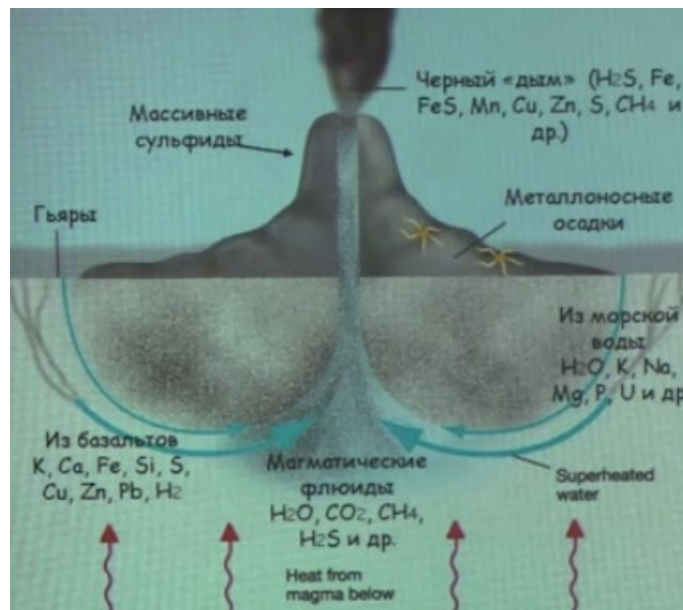


Рис. 4.9. Образование курильщиков

Морфология гидротермальных построек разнообразна. Благодаря высокой концентрации сероводорода вокруг гидротерм бурно развиваются бактерии служащие пищей для более высокоорганизованных организмов, ранее неизвестных науке.

Вестиментиферы – родственники кольчатых червей, типичные обитатели глубоководных гидротермальных оазисов. Вестиментиферы не имеют пищеварительной системы и живут за счет симбиотических серных бактерий. Их кишечник превратился в тяж, наполненный микроскопическими симбионтами. Кровь вестиментифер переносит не только кислород, необходимый самому червю и бактериям для дыхания, но и сероводород, который служит бактериям пищей.

Главные механизмы глубоководной седиментации:

- Осаждение через водную толщу
- Перенос гравитационными потоками (потоками разжиженного осадка, зерновыми, грязекаменными глубоководными потоками, турбинными)
- Химическое и биохимическое осаждение
- Перенос придонными течениями

4.12. Переходные обстановки от континентальных к морским (отложения дельт и эстуариев, лагун и лиманов)

Занимают 2% поверхности Земли. Обстановки дельт и эстуариев обладают признаками морских и континентальных отложений. Преимущественно пески большой мощности, иногда переслаивающиеся с глинами. Встречаются фрагменты наземных растений. В осадках - солоноватоводная или пресноводная фауна.

Отложения лагун и лиманов: опреснение и осолонение. При опреснении - возможность сероводородного заражения. Осадки - песчано-глинистые и карбонатные,

железо-марганцевые конкреции, сернистое железо, кремнезем. Органический мир - эвригалийные формы (водоросли, мшанки, брюхоногие и пластинчатожаберные моллюски).

Лекция 5. Тектонические движения земной коры

5.1. Тектоника

Тектоника – наука о строении земной коры, геологических структурах, закономерностях их расположения и развития.

Под *структурой* понимается неоднородность в распределении и залегании горных пород. Причина неоднородности - движения земной коры и более глубоких оболочек, называемые *тектоническими движениями*. Движения земной коры выражаются в перемещении отдельных её участков в вертикальном (поднятия, опускания) или горизонтальном направлении.

В самом общем виде причиной тектонических движений считается тепловая активность Земли. Внутреннее тепло Земли приводит к возникновению в мантии конвективных течений. *Конвекция* (от лат. convectio - «перенесение») - вид теплообмена (теплопередачи), при котором энергия передаётся струями и потоками самого вещества. Естественная конвекция возникает в веществе самопроизвольно при его неравномерном нагревании в поле тяготения.

Происходит гравитационная дифференциация вещества в сочетании с действием силы тяжести («термо» - температура, «халино» - солёность). *Термохалинная циркуляция* - циркуляция, создаваемая за счет перепада плотности воды, образовавшегося вследствие неоднородности распределения температуры и солёности в океане. Понижение температуры и увеличение солёности жидкости увеличивают ее плотность. То же самое происходит в верхней мантии Земли (рис. 5.1). Горячее вещество поднимается преимущественно в зону срединно-океанских хребтов, затем происходит экранизация корой, вещество остывает и погружается.

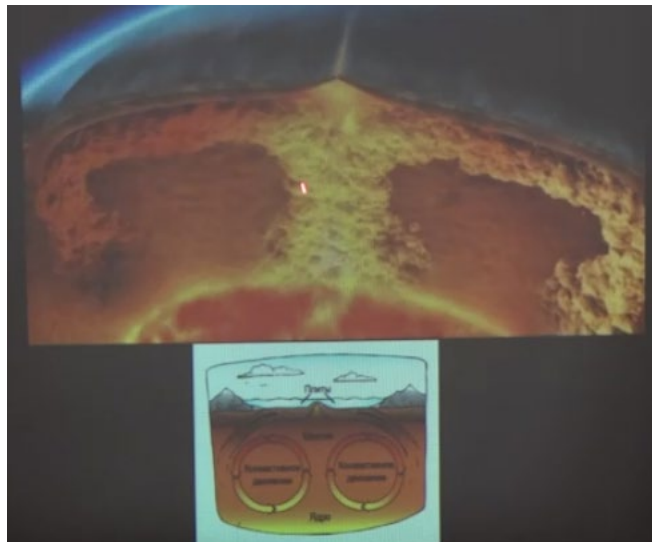


Рис. 5.1. Конвективное движение в мантии Земли

Непосредственная причина тектонических движений - стремление литосферы к гравитационному равновесию по отношению к поверхности астеносферы - пластичному и подвижному слою верхней мантии.

Земная кора находится в постоянном движении и изменении. Вертикальные поднятия, опускания, перемещения в горизонтальном направлении. Движения происходят крайне неравномерно, с разными скоростями и размахом. *Это быстрые и медленные движения.*

Землетрясение

в Турции и Сирии 06 февраля 2023 года произошло два землетрясения магнитудой (M) - 7,8 (Газиантеп, Турция), $h = 17,9$ км и M - 7,5 (Кахраманмараш, Турция), $h = 10,0$ км. После землетрясений зарегистрировано 13753 афтершоков, с магнитудой самого сильного до 6,7.

Сторона Земли, повернутая к Луне, подвергаются притяжению, вздувается. На противоположной стороне тоже образуется вздутие из-за действия центробежных сил, которые больше гравитационного воздействия Луны. Земная кора деформируется, не более, чем на 0,5 м, на суше приливных сил мы не замечаем.

Если анализировать разрез любого участка земной коры, можно прийти к выводу, что он испытывал постоянные медленные неравномерные колебательные движения: опускание -> поднятие -> опускание -> поднятие. Знакопеременные волнообразные движения циклического характера (рис. 5.2). Аристотель (384 - 322 до н. э.) писал о том, что «твёрдая земля превращалась в море, море изменялось в сушу». Колебательные движения могут продолжаться в течение веков, миллионов и сотен миллионов лет.



Рис. 5.2. Схема соотношения этапов осадконакопления с периодами поднятий и опусканий области геологического бассейна

Хрестоматийный пример – Венеция, затапливающая по причине опускания. Другой пример – Нидерланды. Большая часть территории этой страны находится либо на, либо ниже уровня моря. На территории страны построено около 16000 многокилометровых дамб. Создаются дома на понтонах. Прогноз – подъем уровня моря на 2-4 м в ближайшие 200 лет. На рис. 5.3 приведены медленные поднятия земной коры и увеличение площади суши на юго-западе Финляндии за последние 1200 лет.



Рис. 5.3. Увеличение площади суши Финляндии

Еще один пример - разнонаправленные вертикальные движения в районе Каспийского моря. Уровень воды Каспия подвержен значительным колебаниям. Инструментальное измерение ведутся с 1837 г. Самый высокий уровень воды зарегистрирован в 1882 году (-25,2 м). Самый низкий - в 1977 году (-29,0 м).

«Храм Сераписа» на рыночной площади г. Поццуоли (Италия) был построен в 105 году до н.э. На мраморных колоннах храма на высоте от 3,5 м до 5,71 м от пола углубления, сделанные камнеточащими морскими моллюсками. Многочисленные исторические свидетельства позволили А.А. Никонову восстановить историю колебательных движений храма Сераписа. Знакопеременные вертикальные колебательные движения храма небольшого размаха и короткого периода свидетельствуют об активности тектоно-магматических процессов в этом районе. Храм находится на Флегрейских полях – вулканической области к западу от Неаполя.

5.2. Эвстатические колебания уровня океана

Собственные колебания уровня воды в океанах, вызванные изменением объёма воды или ёмкости океанических и морских впадин.

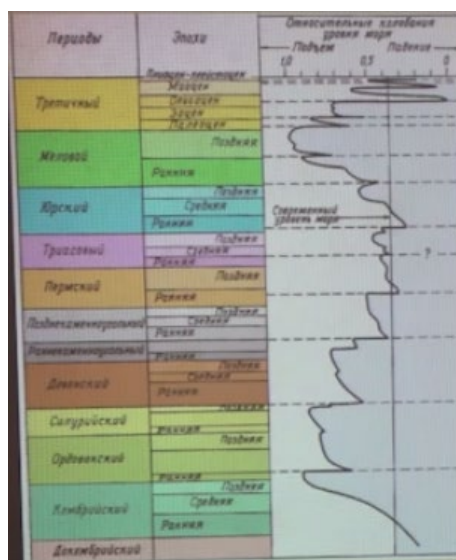


Рис. 5.3. Изменение уровня океана за последние -500 млн. лет, по П.Р. Вейлу, 1977

Самый низкий (значительно ниже современного) - в олигоцене. Самый высокий (значительно выше современного) - в позднем кембрии и позднем мелу. На рис. 5.3 изменение уровня океана за последние -500 млн. лет, по П.Р. Вейлу, 1977.

Меловой период (145 - 66 млн. лет). Активный рост срединно-океанических хребтов. Уменьшение ёмкости океанических впадин. Морские трансгрессии на всех континентах (рис. 5.4).



Рис. 5.4. Строение океана (Атлантический океан в поперечном сечении): 1 - срединно-океанический хребт, сложенный преимущественно породами второго и третьего слоев океанической коры (базальты и гипербазиты); 2- абиссальные котловины: полный разрез океанической коры с верхним осадочным слоем; 3 - окраины материков с утоненной континентальной корой (шельф, континентальный склон и его по подножие)

Олигоцен (~ 34 млн.лет). Общее похолодание. Формирование ледниковых шапок. Уменьшение объёма воды в океанах. Падение уровня Мирового океана. Регрессия океанов на всех континентах.

5.3. Разделение тектонических движений по времени проявления

По времени проявления тектонические движения делят на:

- 1) Современные (движения последних 3-х веков)
- 2) Новейшие (движения последних 34 млн лет)
- 3) Движения геологического прошлого (>34 млн лет)

Современные движения (Андерс Цельсий (1701-1744), Карл Линней (1707-1778)). В 1743 году сделали засечки на гранитных скалах побережья Скандинавского полуострова и подсчитали скорость его поднятия 1,27 м за 100 лет. *Современные движения* - тектонические движения, которые изучаются с помощью инструментальных методов.

Систематические наблюдения велись с 80-х годов 18 века для обеспечения безопасности мореплавания. В портах устанавливали футштоки. *Футшток* - рейка с делениями, устанавливаемая на водомерных постах для визуального наблюдения уровня воды. Кронштадтский футшток установлен в 1840 году на устье Синего моста через Обводной канал в Кронштадте. От нуля Кронштадтского футштока в России измеряются абсолютные высоты. В 1898 года установлен поплавковый мареограф - прибор для

непрерывной записи колебаний уровня моря. Суммирование результатов показало, что за последние 100 лет уровень Мирового океана повышался в среднем на 2,4 мм/год.

5.4. Измерение вертикальных движений на суше

Метод повторного нивелирования. Систематическое повторное нивелирование совершенно необходимо для обеспечения безопасности железнодорожного и автомобильного движения, транспортировки по трубопроводам нефти и газа (рис. 5.5). Суть операции заключается в следующем: в разных точках земной поверхности ставится рейка и получается отметка, далее рассчитывается их разница и получается превышение точки б над точкой а. При многократных измерениях получается профиль рельефа.

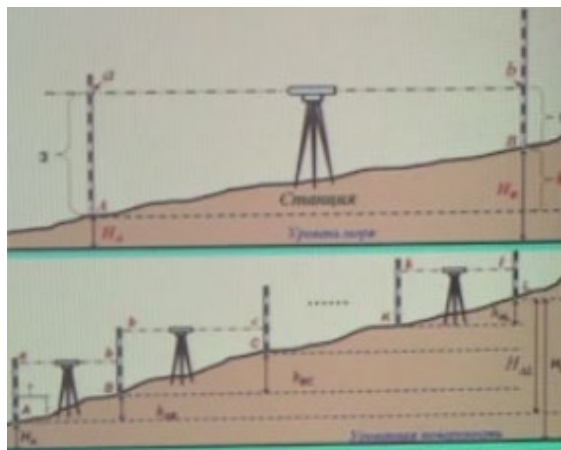


Рис. 5.5. Метод повторного нивелирования

При сравнении результатов нивелирования разных лет выявляются систематические изменения земной поверхности. Ю.А. Мещеряковым была составлена карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Результат: движения происходят со скоростью от долей до нескольких мм в год, реже - более 10 мм/год. Обычно согласуются с более древним структурным планом. Исключения: Прикаспийская низменность, Урал.

5.5. Современные горизонтальные движения

Долгое время современные горизонтальные движения считались производными от вертикальных, меньшими по скорости и амплитуде. Особенно заметны при землетрясениях. Землетрясение в Тоттори 10.09.1943 г. (Япония) приведено на рис. 5.6.

Горизонтальные (вверху) и вертикальные (внизу) смещения, интервал изолиний на нижнем чертеже - 10 см. Одномоментные горизонтальные смещения при землетрясениях могут измеряться метрами. На рис. 5.7 приведены горизонтальные перемещения литосферных плит.

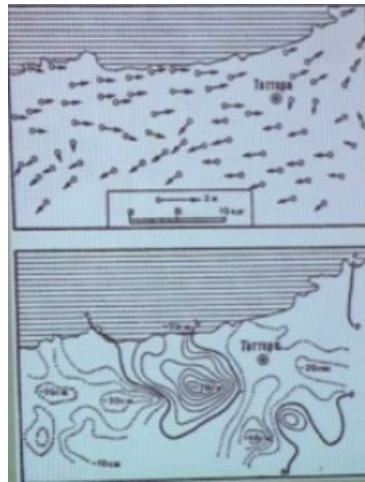


Рис. 5.6. Землетрясение в Тоттори

Методы повторного измерения расстояний между удаленными пунктами:

- 1) С помощью лазерных уголкового отражателей, установленных на Луне или спутниках
- 2) С помощью регистрации радиосигналов от квазаров

Длиннобазисный радиоинтерферометрический метод. Квазар - класс небесных объектов, которые в оптическом диапазоне похожи на звезду, но имеют сильное радиоизлучение и чрезвычайно малые угловые размеры (меньше 10").

- 1) GPS (англ. Global Positioning System - система глобального позиционирования)

Спутниковая система навигации, обеспечивающая измерение расстояния, времени, определяющая местоположение и скорость объектов. Горизонтальные движения имеют направленный характер. По скорости и амплитуде они превосходят вертикальные движения.



Рис. 5.7. Горизонтальные перемещения литосферных плит

5.6. Современные тектонические движения и тектонические движения прошлого

Новейшие тектонические движения - движение последних - 34 млн. лет, с олигоцена. Самостоятельная наука – *неотектоника*. К олигоцену, т.е. 30-35 млн. лет назад, сформировались в близком к современному виде основные геологические структуры и рельеф Земли. Это определяет возможность решения обратной задачи - по современному рельефу судить о направленности, амплитуде и скорости новейших движений. На этом основаны геоморфологические методы изучения новейших движений.

Тектонические движения геологического прошлого. Поскольку рельефа с того времени не сохранилось - ограничение возможностей геоморфологических методов. Ведущая роль - методы палеотектонического анализа, основанные на изучении распространения, состава, мощности отложений, их фаций, объемов, перерывов и несогласий. Основной объект исследования - *разрезы осадочных пород*.

Как можно использовать разрез для восстановления тектонических движений прошлого? Принцип униформизма (Чарльз Лайель (1797-1875)): «Настоящее - ключ к познанию прошлого».

Метод актуализма. Сравнительно-исторический метод в геологии, согласно которому, изучая современные геологические процессы, можно судить об аналогичных процессах далекого прошлого. Применяется с учетом неравномерности хода геологических процессов, изменения физико-географических условий и среды обитания организмов во времени.

5.7. Осадконакопление

Главные области накопления осадочного материала в морях и океанах - шельф и подножие материкового склона. Углы наклона дна нигде не превышают 3-7°. Осадочный материал в океане накапливается практически горизонтально и более или менее ровными слоями. *Горизонтальное залегание* - первичная форма залегания осадочных горных пород.

Слой - трёхмерное геологическое тело, сложенное обычно осадочной породой, которое имеет большую площадь и относительно малую мощность (толщину). Слой ограничен сверху и снизу поверхностями раздела, отделяющими его от соседних слоёв (поверхности наслоения или напластования). Верхняя поверхность - *кровля слоя*, нижняя - *подошва слоя*. У двух слоёв, соседних в вертикальном разрезе, кровля и подошва совпадают.

Слой - термин свободного пользования. В определении нет масштаба. Выделение слоёв в разрезе зависит от детальности исследований. Чередование слоев в разрезе – слоистость (рис. 5.8).



Рис. 5.8. Слоистость

Слоистость – отражение динамики той среды, в которой происходит накопление осадка. Время от времени осадконакопление может прерываться. Перерывы в накоплении осадков приводят к образованию на кровле слоя различных форм микрорельефа. Граница между двумя слоями практически всегда соответствует перерыву в отложении осадка, а часто и изменению состава осаждающегося вещества.

Причины появления перерывов или резкого изменения характера накопления осадков:

- 1) Сезонные климатические изменения (осадки наземных бассейнов или участков моря, где осадки образуются за счет приноса реками)
- 2) Резкие изменения погоды (прибрежные осадки - штормы, на суше – песчаные бури, дождливые периоды и т.д.)
- 3) Изменение гидродинамических условий (изменение морских течений, половодья, миграция русел рек и т.д.)
- 4) Колебания уровня моря (шельф и отчасти континентальный склон)
- 5) Бурное размножение или массовая гибель морских организмов (скопление на дне скелетных образований)
- 6) *Тектонические движения* - наиболее важная и распространенная причина возникновения слоистых толщ

Накопление осадков – процесс прерывисто-непрерывный. Осадконакопление обычно локализуется в более или менее обособленных бассейнах/ Осадконакопление идет, как правило, в понижениях рельефа. На поднятиях преобладает денудация, размыв и снос материала.

Процессы опускания и поднятия одного и того же участка коры носят циклический характер. В первую половину этапа опускания осадконакопление идет в условиях погружения, а во вторую - в условиях поднятия. Как это отразится в стратиграфическом разрезе? Крупные обломки остаются вблизи берега, мелкозернистый материал постепенно рассеивается по площади шельфа, в том числе, за

счет действия донных течений. Распределение осадков на шельфе современного морского бассейна по мере удаления от источника сноса представлено на рис. 5.9.

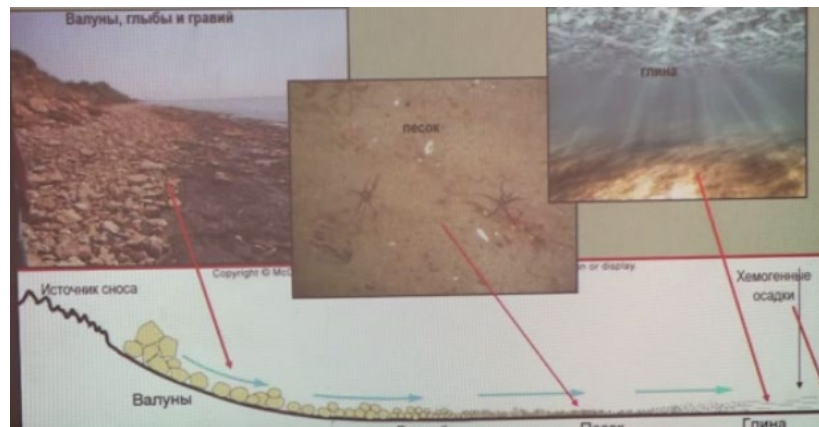


Рис. 5.9. Распределение осадков на шельфе современного морского бассейна по мере удаления от источника

5.8. Фация. Трангрессивная серия осадков

- Фация песчаников с ископаемыми остатками наземных растений
- Фация глинистых пород с остатками морских бентосных беспозвоночных
- Известняки с остатками морских планктонных беспозвоночных

Фация - часть слоя одновозрастных пород, отличающаяся от соседних частей этого же слоя (фаций) своими литологическими и палеонтологическими особенностями, сформировавшимися в различных палеогеографических условиях.



Рис. 5.10. Схема соотношений фаций геологического горизонта (по Г. П. Леонову, 1956): 1- песчаная фация; 2 - глинистая фация; 3 – известковая фация

При общем опускании территории и увеличении глубины моря - трангрессивная серия осадков (рис. 5.11).

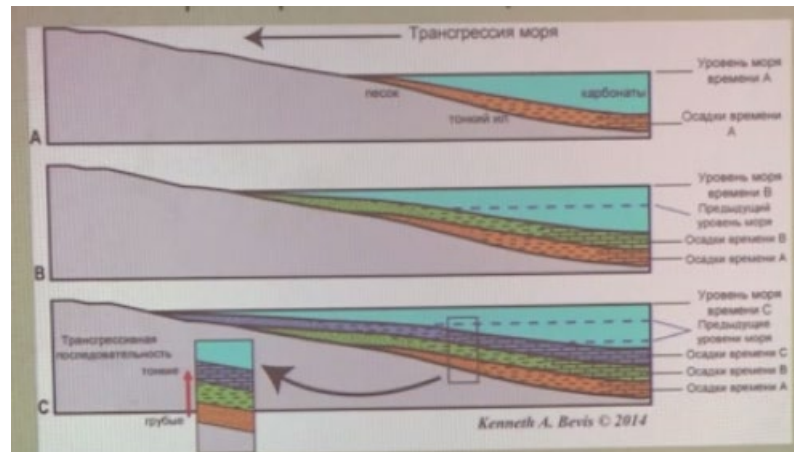


Рис. 5.11. Трансгрессивная серия осадков

Трансгрессивная серия осадков - последовательность осадочных отложений, образовавшихся при наступлении моря на сушу (трансгрессии). Характеризуется сменой, снизу вверх, мелководных отложений более глубоководными, например, пески сменяются глинами, глины - карбонатными отложениями.

Трансгрессия начинается с ингрессии. *Ингрессия моря* - проникновение морских вод в понижения рельефа прибрежной суши при повышении уровня моря или тектоническом погружении берега.

При общем поднятии территории и уменьшении глубины моря - регрессивная серия осадков (рис. 5.12). *Регрессивная серия осадков* - последовательность осадочных отложений, образовавшихся при отступлении моря от берегов (регрессия). Характеризуется сменой, снизу вверх, глубоководных отложений более мелководными, например, карбонатные отложения сменяются глинами, глины – песками.

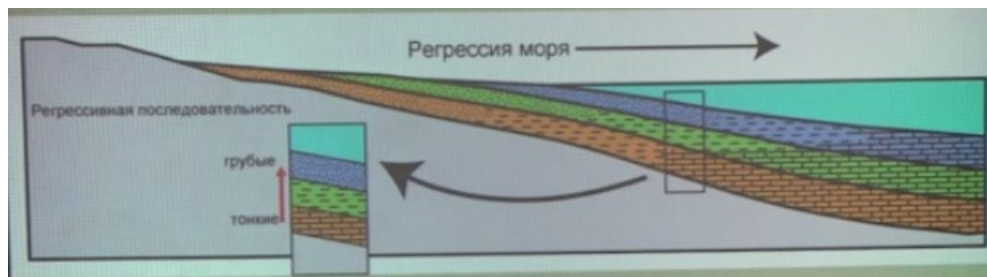


Рис. 5.12. Регрессивная серия осадков

5.9. Результаты тектонических движений

Классификация тектонических движений представлена на рис. 5.13.

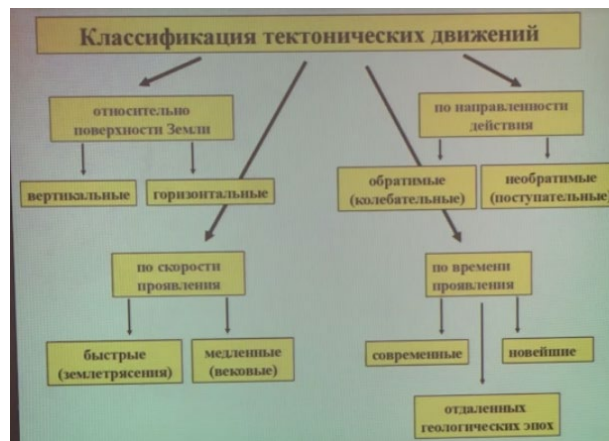


Рис. 5.13. Классификация тектонических движений

Результаты тектонических движений:

- Понятия о согласном и несогласном залегании стратифицированных (слоистых горных пород)
- Классификация несогласий

Согласное и несогласное залегание стратифицированных (слоистых) горных пород представлено на рис. 5.14 (пример). В триасовое время западная часть бассейна начинает испытывать восходящие тектонические движения, выходит выше уровня моря – начинается регрессия, что ведет к размыву и денудации отложений. В юрское время происходят такие же процессы, но увеличивается площадь поднятия. Идет регрессия, денудация и размыв. Восточная часть бассейна не изменяется. В меловое время море распространяется на всю площадь. Таким образом, в правой части разреза наблюдается согласное залегание, в левой – не хватает стратиграфических комплексов: отсутствуют пермские, триасовые и юрские отложения.

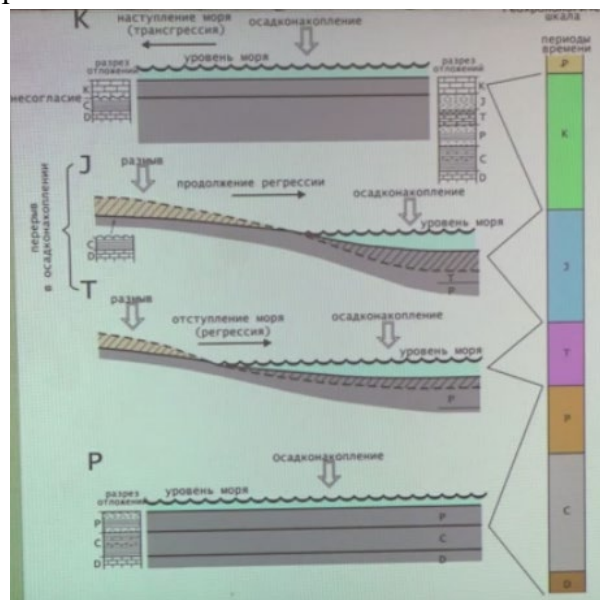


Рис. 5.14. Согласное и несогласное залегание

Согласное залегание представлено на рис.5.15. Возрастная последовательность между выше- и нижележащими слоями нигде не нарушена. Перерывов в накоплении осадков не было.

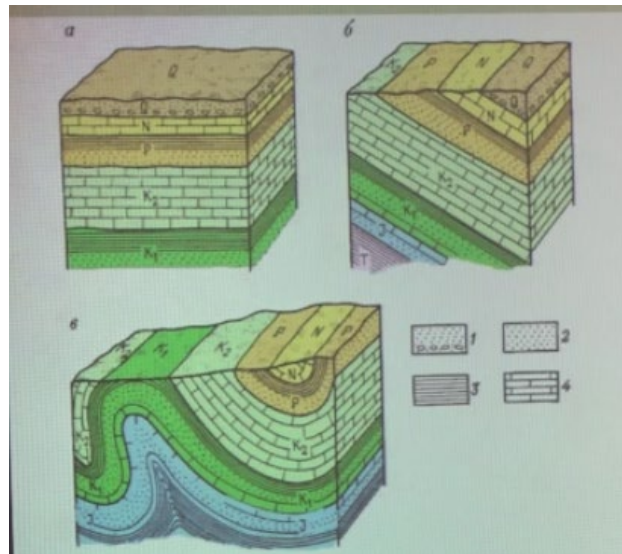


Рис. 5.15. Согласно залегание осадочных пород: а - горизонтальное; б - наклонное; в - складчатое. 1 – конгломераты, 2 - пески, песчаники; 3 - глины, глинистые сланцы; 4 – известняки

Залегание согласное [conformity] - залегание, при котором поверхности слоев обычно параллельны между собой (а слои осадочной пачки в целом параллельны ее верхней и нижней границам, при сохранении видимой непрерывности и нормальной стратиграфической последовательности слоев). При этом сами слои могут залегать как горизонтально, так и наклонно. Геологический словарь, т.1, 2010, с. 367

Залегание несогласное (несогласие) [discordance] - соотношение разновозрастных слоистых горных пород, при котором более молодые породы отделяются от более древних поверхностью размыва или перерыва в осадконакоплении (рис. 5.16). Геологический словарь, т.1, 2010, с. 366.

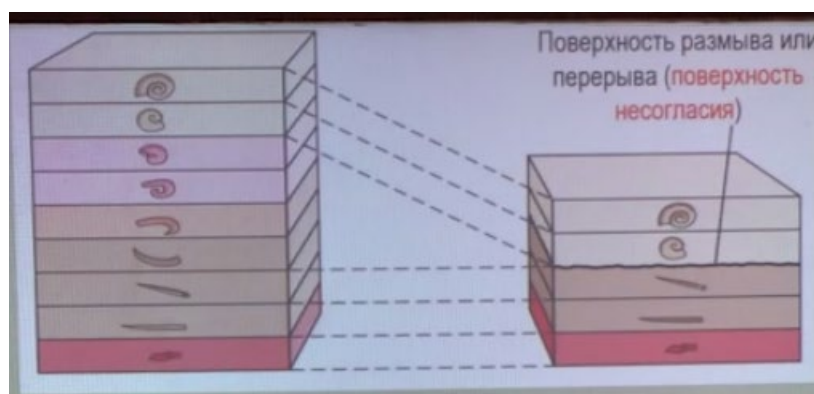


Рис. 5.16. Несогласное залегание

Выводы:

- 1) Согласно залегание слоёв осадочных горных пород отражает непрерывное накопление осадков. В разрезе наблюдается непрерывная стратиграфическая последовательность слоёв при их параллельном или почти параллельном залегании. Сами слои могут лежать как горизонтально, так и наклонно, а могут быть смяты в складки.
- 2) При несогласном залегании более молодые слоистые осадочные породы ложатся на любые подстилающие породы с существенным перерывом в накоплении осадков. Подошва первого залегающего несогласно слоя, лежащего на размытой поверхности подстилающих пород, называется поверхностью несогласия.

Несогласное залегание. *Типы несогласий:*

1. *Тектонические несогласия* [tectonic unconformity] (выделяются не всегда). Тектоническое несогласие - нарушение стратиграфической последовательности между вышележащими и подстилающими их слоями, возникающее в результате тектонических перемещений одних толщ относительно других (рис. 5.17).



Рис. 5.17. Тектоническое несогласие

2. *Стратиграфическое несогласие* [stratigraphic disconformity] - нарушение возрастной последовательности между вышележащими и подстилающими их слоями, связанное с отсутствием в разрезе тех или иных стратиграфических горизонтов. Несогласие обусловлено перерывом в накоплении осадков и частичной эрозией кровли подстилающих слоев.

5.10. Классификация стратиграфических несогласий

- 1) По величине угла
 - параллельное,
 - угловое,
 - азимутальное
 - географическое
- 2) По площади распространения
 - региональное,
 - местное;
- 3) По выраженности в разрезе

- видимое,
- скрытое;

По величине угла несогласия:

Параллельное несогласие [parallel unconformity] – вид стратиграфического несогласия, при котором слои, залегающие выше поверхности несогласия (перерыва), остаются параллельными слоям, залегающим ниже этой поверхности (рис. 5.18).

Угловое несогласие [angular unconformity] - вид стратиграфического несогласия, при котором более молодые отложения залегают на размытой поверхности более древних, имеющих иной угол падения. При этом нижележащие слои более древних пород чаще наклонены под более крутым углом, чем более молодые вышележащие (рис. 5.18).

Азимутальное несогласие [azimuthal unconformity] - угловое несогласие, выражающееся в несоответствии элементов залегания, включая азимуты простирания структур. Как правило, хорошо видно только на геологических картах. Проявляется не в углах падения слоев, а в несовпадении направления их простирания (рис. 5.18).

Географическое несогласие [geographic unconformity] - особая форма углового несогласия с малым (первые градусы и менее) углом наклона слоев, лежащих ниже поверхности несогласия. В конкретном обнажении выглядит как параллельное несогласие. Проявляется как угловое только на мелкомасштабной карте.

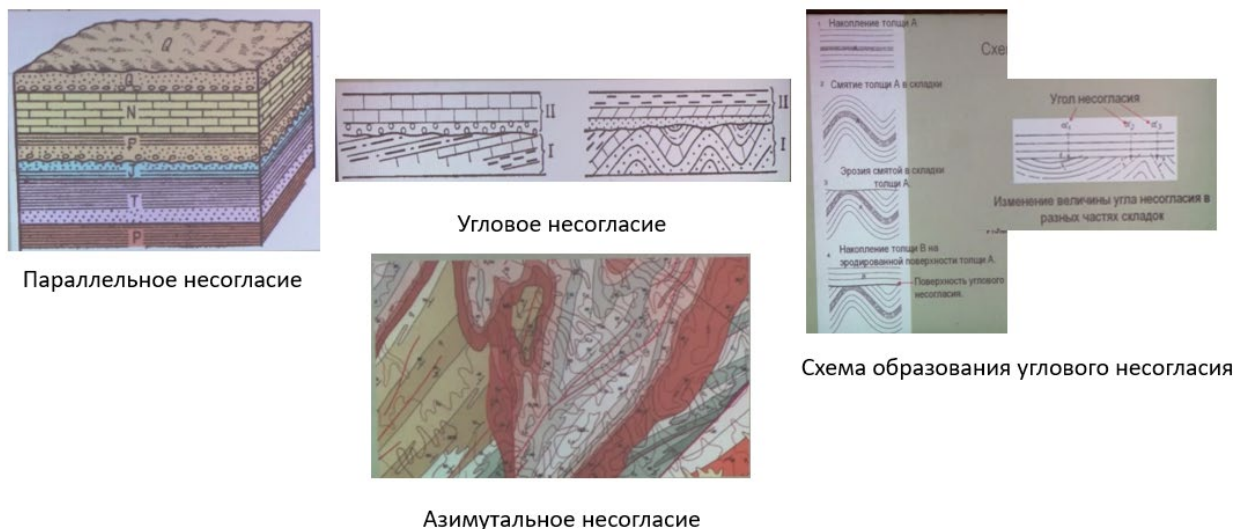


Рис. 5.18. Виды несогласий

По площади распространения выделяются:

Региональные несогласия [regional unconformity] – все виды стратиграфических несогласий, проявляющиеся на обширных территориях, вызванные общими для больших площадей тектоническими движениями.

Местные (локальные) несогласия [local unconformity] - несогласия, не имеющие широкого распространения, отражающие движения и рост отдельных структур.

По выраженности в разрезе несогласия могут быть видимыми и скрытыми (рис. 5.19):

Видимое несогласие [apparent unconformity] - несогласие, четко определяемое визуально в обнажениях горных пород.

Скрытое несогласие [nonevident unconformity] - несогласие, не отмеченное четкой поверхностью перерыва.

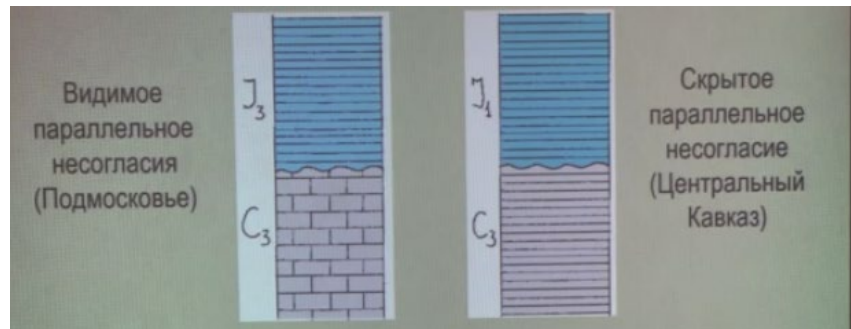


Рис. 5.19. Видимое и скрытое несогласие

Выводы (рис. 5.20):

- Любой длительный перерыв в осадконакоплении приводит к несогласию
- Несогласия образуются в результате как вертикальных, так и горизонтальных тектонических движений
- Несогласия представляют собой сочетания, возникшие в результате тектонических движений, а потому являются типами тектонических структур
- Анализ несогласий позволяет реконструировать историю развития района на основе изучения стратиграфического разреза

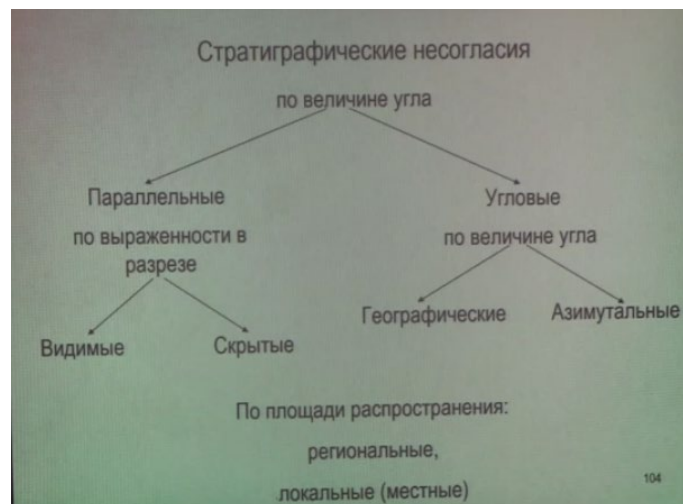


Рис. 5.20. Разделение стратиграфических несогласий

Лекция 6. Тектонические деформации и нарушения

6.1. Области осадконакопления

Моря и океаны - основные области накопления осадков. Осадконакопление идет, как правило, в понижениях рельефа. На поднятиях преобладает денудация, размыв и снос материала. Главные области накопления осадочного материала в морях и океанах - шельф и подножие материкового склона. Углы наклона дна нигде не превышают 3-7°. Осадочный материал в океане накапливается практически горизонтально и более или менее ровными слоями, параллельными поверхности дна. Горизонтальное залегание - первичная форма залегания осадочных горных пород. Слои осадочных пород первоначально отлагаются практически горизонтально, и их подошва и кровля являются параллельными.

6.2. Горизонтальное залегание

На геологической карте *границы слоев* - линии пересечения подошвы слоя с поверхностью рельефа. В идеальном случае геологические границы горизонтально залегающих слоев будут параллельны горизонталям рельефа, т.к. сами горизонталы — это линии пересечения поверхности рельефа с горизонтальными плоскостями, имеющими определенную абсолютную отметку (рис. 6.1.).

Горизонталь рельефа — это линия на карте, соединяющая точки рельефа с одинаковой абсолютной высотой над уровнем моря.

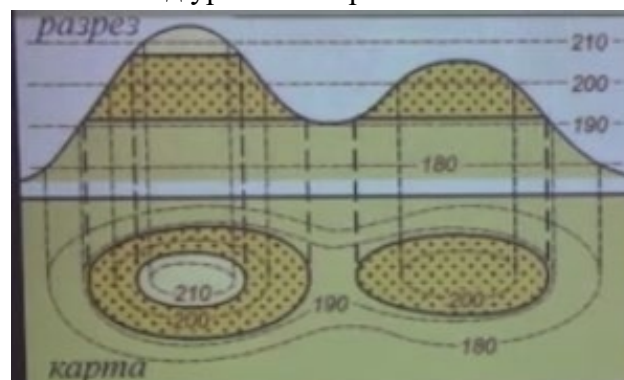


Рис. 6.1. Горизонтальное залегание

Первичное горизонтальное залегание может быть нарушено в результате действия различных сил. Возникают вторичные или нарушенные формы залегания осадочных горных пород. Происхождение сил может быть различно.

6.3. Тектонические и нетектонические силы

Первичный морской осадок карбонатный осадок. Состав первичного морского осадка:

- Иловые частицы

- Химически осажденные вещества
- Органические вещества
- Остаточные воды (иловые растворы), заполняющие поры осадка

Отсюда возникают вторичные формы залегания осадочных пород нетектонического происхождения:

1) Вызванные движением осадочного материала при формировании слоя. *Конволютная (завёрнутая) слоистость* - результат оползания еще не совсем затвердевшего осадка (рис. 6.2.).

2) Вызванные изменением объёма пород (рис. 6.2):

- а. Увеличение объема при гидратации ангидрита ангидрит- $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - гипс (до 60%, глубина до 150 м)
- б. Уменьшение объема (дегидратация, высыхание) при диагенезе

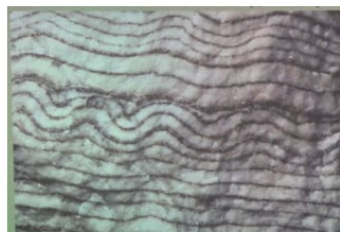
3) Вызванные неравномерным распределением тяжести вышележащих слоёв (рис. 6.2.).

4) Вызванные гравитационной неустойчивостью системы слоёв с разной плотностью. Нагнетание соли в сводах антиклиналей, выжимание в прогибах. Плотность песчаников и глин $\sim 2,5$ г/см. Плотность соли - 2,15 г/см. За счет разницы в плотности происходит выдавливание соли и пород, содержащих соль.

5) Гляциодислокации (рис. 6.2.).



Конволютная слоистость



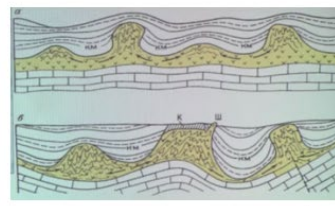
Вызванные изменением объёма пород



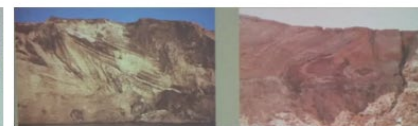
Уменьшение объема (дегидратация, высыхание) при диагенезе



Вызванные неравномерным распределением тяжести вышележащих слоёв



Вызванные гравитационной неустойчивостью системы слоёв с разной плотностью



Гляциодислокации

Рис. 6.2. Вторичные формы залегания осадочных пород нетектонического происхождения

подавляющее большинство вторичных форм залегания горных пород - результат тектонических движений, т.е. перемещений материала земной коры, вызванных тектоническими силами.

Тектонические движения приводят к воздействию на горные породы внешних механических сил, которые называются нагрузками. Нагрузка (F) - внешняя механическая сила, воздействующая на горные породы. Внешние нагрузки бывают *объёмными и поверхностными*. Сила тяжести – объёмная нагрузка. Пример: Карлсон на крыше - поверхностная нагрузка, приложенная к поверхности слоя.

Поле силы тяжести Земли, гравитационное поле: силовое поле, обусловленное притяжением Земли и центробежной силой, вызванной её суточным вращением (рис. 6.3.). F - сила притяжения Земли, направлена к центру Земли, Q - центробежная сила, направлена от оси вращения и перпендикулярна ей, P - сила тяжести. На полюсе: $Q = 0$, $P = F = \max$. На экваторе: $Q = \max$, $P = F - Q = \min$. Сила тяжести на экваторе на $\sim 0,5\%$ меньше, чем на полюсах. Земля – эллипсоид вращения (сфероид).

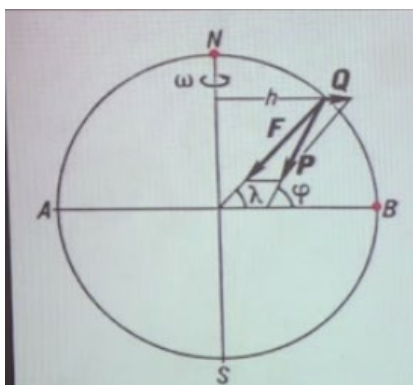


Рис. 6.3. Поле силы тяжести

Горные породы, как в общем объёме, так и каждая частица, слагающая слой, сопротивляются нагрузкам. Пытаются вернуться в первоначальное положение. В породе возникают напряжения. Напряжение (σ) - внешняя сила (нагрузка F), действующая на единицу площади тела (S). Величина и направление напряжений различны в зависимости от того, как в теле проходит сечение, к которому приложена внешняя сила. Напряжения бывают нормальные (σ) и касательные, сдвиговые (τ). Земная кора находится в состоянии тектонического напряжения за счет.

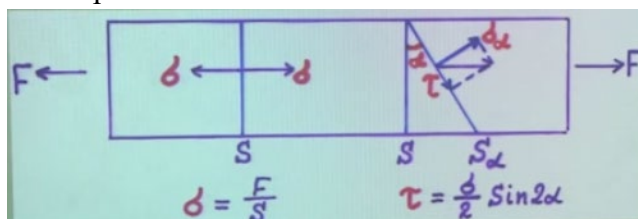


Рис. 6.4. Напряжения в породе

Это проявляется в образовании трещин расширения пород при разгрузке. Образование трещин бортового отпора (отседания) связано с отсутствием силы со стороны открытого пространства, способной уравновесить внутреннее напряжение (рис. 6.5).

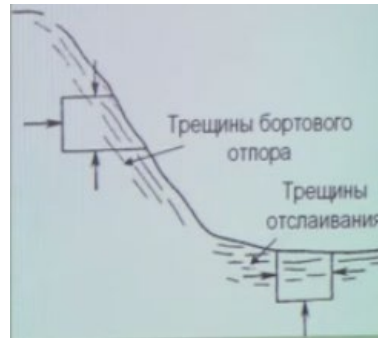


Рис. 6.5. Схема распределения давления при образовании трещин бортового отпора и отслаивания

Напряжения приводят к изменению не только формы или объёма горных пород (или того и другого одновременно), но и к изменению взаимного расположения частиц, из которых состоит порода, т.е. к деформации.

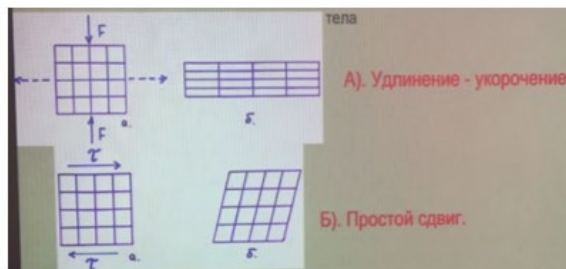
6.4. Простейшие типы деформации

1. Однородные деформации.

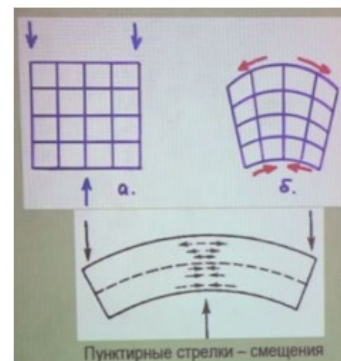
При однородной деформации напряженное состояние среды одинаково во всех точках тела (рис. 6.6). Прямые и плоскости сохраняют свою «прямоизнут», а параллельные прямые и плоскости остаются взаимно параллельными.

2. Неоднородные деформации

При неоднородной деформации напряженное состояние среды непрерывно меняется от точки к точке. Первоначально прямые линии утрачивают свою прямолинейность и не сохраняют взаимную параллельность (рис. 6.6).



Однородные деформации



Неоднородные деформации (изгиб)

Рис. 6.6. Простейшие виды деформаций

Тела по-разному реагируют на напряжения. Реакция материалов на напряжение представлена на рис. 6.7: ОА - упругая деформация (*упругость* - способность тела восстанавливать первоначальную форму после снятия нагрузки). Положения теории

упругости основываются на законе Гука о прямой пропорциональности между напряжением и деформацией:

$\sigma = E\epsilon$, где E - постоянный для данного материала коэффициент пропорциональности (модуль упругости Юнга), $E = \text{tga}$.

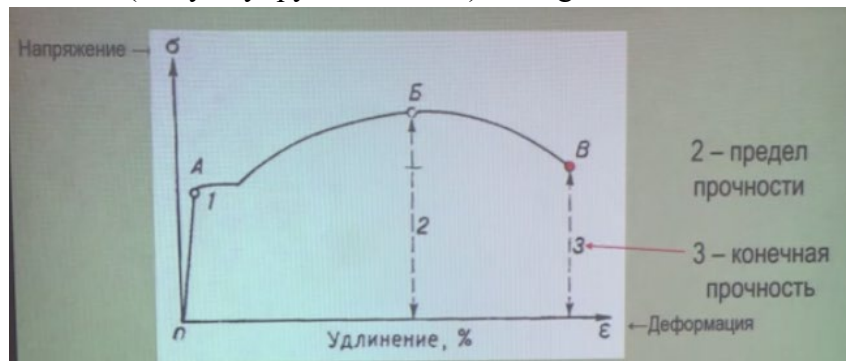


Рис. 6.7. Реакция материалов на напряжение

Упругая деформация – деформация твердых тел, полностью исчезающая после снятия нагрузки, когда деформируемое тело восстанавливает первоначальную конфигурацию.

На рис. 6.7 АВ-пластичная деформация. Деформация растет быстрее, чем напряжение. После снятия нагрузки деформация частично остается. При больших давлениях и длительном воздействии горные породы могут пластически деформироваться или даже течь. В геологическом масштабе времени горные породы в той или иной степени обладают свойством пластичности.

Пластическая деформация – деформация твердых тел, остающаяся после снятия нагрузки (рис. 6.7). БВ - деформация при ослаблении тела перед разрывом. Предразрушение, напряжение снято, но деформация растет. Разрушение пород, следующее за пластической деформацией, называется *вязким*. Для многих пород разрушение последует непосредственно за упругой деформацией - хрупкое разрушение. *Хрупкая деформация* – разрушение.

Деформация - процесс, который приводит к:

1. Нарушению первичной горизонтальной формы залегания осадочных горных пород
2. Образованию вторичных (нарушенных) форм залегания осадочных горных пород - дислокаций

Дислокации - результат процесса деформации. Совокупность различных тектонических дислокаций - *тектоническая структура*.

6.5. Вторичные (нарушенные) формы залегания осадочных горных пород (тектонические дислокации)

- Наклонное (моноклиналиное) залегание
- Флексуры

- Складчатое залегание (складчатые дислокации)
- Трещинные и разрывные тектонические нарушения

Моноклинали, флексуры и складки — это дислокации, которые происходят без разрыва сплошности слоев, т.е. образуются в результате пластических деформаций. Трещины и разрывы сопровождаются нарушением сплошности слоёв, т.е. являются результатом деформаций разрушения.

1) Наклонное (моноклиналиное) залегание

Моноклинали представляют собой толщи горных пород, на значительном протяжении равномерно наклоненных в одну сторону. Самая распространенная форма залегания горных пород (рис. 6.8).

2) Флексуры

Флексуры - ступенеобразные изгибы в горизонтально (или моноклиналино) лежащих слоях осадочных пород. На рис. 6.8 представлены элементы флексуры: верхнее параллельное крыло, смыкающее крыло, нижнее параллельное крыло. На смыкающем крыле слои имеют крутой наклон и часто сокращенную мощность. Флексура характеризуется углами наклона на всех трёх крыльях, вертикальной амплитудой и шириной, измеряемой по простиранию смыкающего крыла (рис. 6.8).

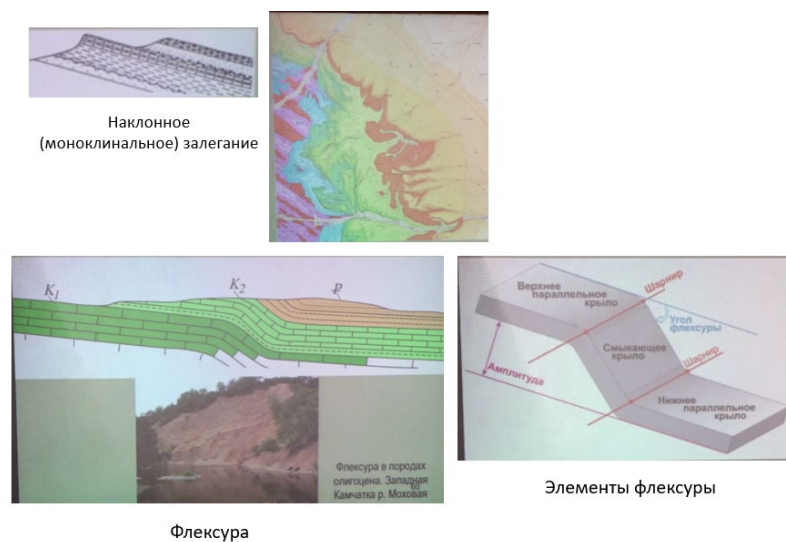


Рис. 6.8. Тектонические дислокации

6.6. Элементы залегания слоя. Геологический компас

При наклонном залегании горных пород для определения положения слоя в пространстве пользуются элементами его залегания: азимутом линии простирания, азимутом линии падения и углом падения (рис. 6.9).

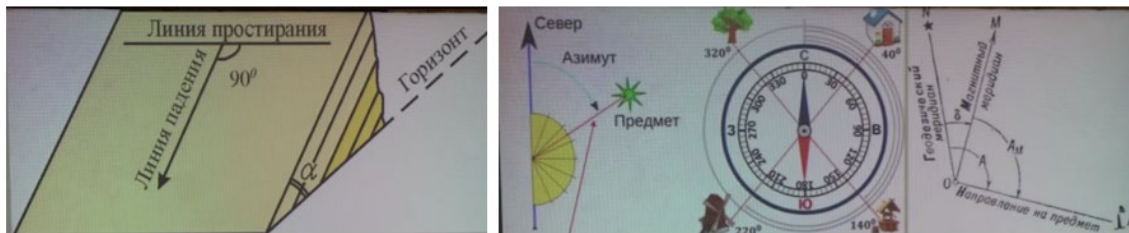


Рис. 6.9. Элементы залегания

- *Линия простирания* - любая горизонтальная линия, лежащая на поверхности слоя (кровля или подошва)
- *Линия падения* - вектор, перпендикулярный к линии простирания, лежащий на поверхности слоя и направленный вниз по падению слоя
- *Угол падения (a)* - угол между линией падения и её проекцией на горизонтальную
- Положение линии простирания определяется только её азимутом (их два)
- Положение линии падения - азимутом и углом падения

Азимут - угол между направлениями на север и на ориентир, замеренный в горизонтальной плоскости по ходу часовой стрелки. Если за исходное направление принимается географический меридиан, азимут называется истинным. Если за исходное направление принимается магнитный меридиан, азимут называется *магнитным*. Азимут измеряется в градусах от 0° до 360°.

Магнитное поле Земли – *дипольное* (рис. 6.10). Ему лучше всего соответствует модель однородно намагниченного шара. *Геомагнитные полюсы* - условные точки на земной поверхности, в которых силовые линии магнитного поля Земли направлены строго вниз (под углом 90° к поверхности). С физической точки зрения северный магнитный полюс является «южным», поскольку притягивает северный полюс стрелки компаса.

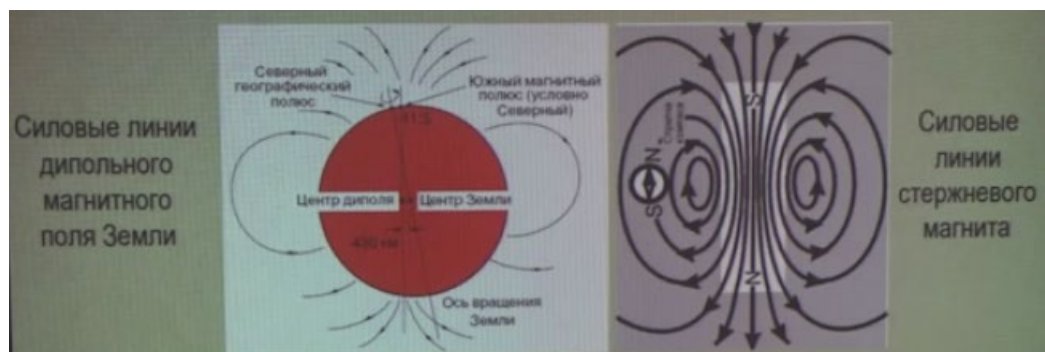


Рис. 6.10. Магнитное поле Земли

Магнитные полюсы медленно мигрируют. N - в сторону Сибири, потом вернется на место. Угол между северным географическим и условно северным магнитным полюсами сейчас составляет 7,3°. Скорость перемещения увеличилась с 15 км в год в

2000 году до 55 км в год в 2019 году. За 160 миллионов лет было – 100 инверсий. Последняя - 780 тысяч лет назад. Элементы компаса представлены на рис. 6.11.

Последовательность определения азимута:

- Поверни компас так, чтобы буква С совпала с концом магнитной стрелки.
- На стекло компаса положи гранёный карандаш по направлению от центра к предмету.
- По шкале компаса отсчитай величину дуги от 0° до линии направления на предмет.
- Возьми гранёный карандаш или линейку и определи азимут на предмет.



Рис. 6.11. Элементы компаса

Измерение направления (азимута) падения слоя в поле. Азимут - угол между направлениями на север и на ориентир, замеренный в горизонтальной плоскости по ходу часовой стрелки. Для замера азимута падения слоя, надо, держа компас горизонтально, приложить его короткой стороной к линии простирания, направив северным концом по направлению падения слоя и взять отчет по северному концу магнитной стрелки.

Обычно у наклонно залегающих слоев азимут простирания не измеряют (берут замер только азимута падения и угла падения) (рис. 6.12). Только при вертикальном залегании берут замер азимута простирания. Азимут простирания в геологической практике записывают в северных румбах (С, СЗ или СВ). Аз пр СВ 60° .

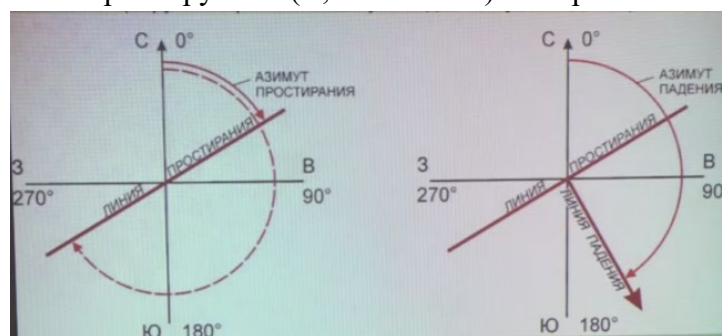


Рис. 6.12. Замер простирания

Проведение измерения угла падения слоя горным компасом представлено на рис. 6.13. При замере угла удерживать кнопку в нажатом положении. Румб - угол, отсчитываемый от ближайшего направления - северного или южного, до заданной линии. 0-90° - СВ, 90-180° - ЮВ, 180-270° - ЮЗ, 270-360° - СЗ. Форма записи: Аз Пд ЮВ 150 L 55.

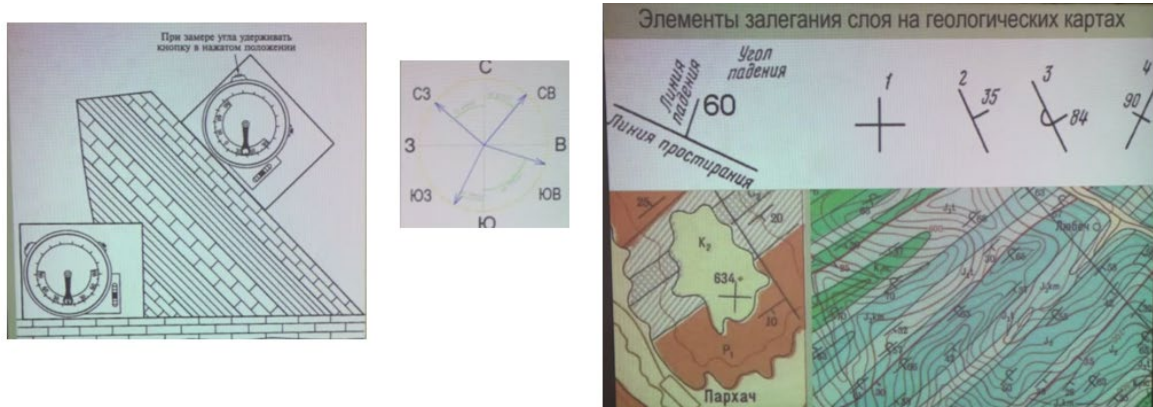


Рис. 6.13. Проведение измерения угла падения слоя горным компасом

Геология - наука историческая. Главная задача геологии – построение истории развития Земли. Для того, чтобы выстроить события в возрастной последовательности (раньше -позже) нужно знать где низ разреза, а где его верх?

6.7. Последовательность геологических событий

Последовательность событий, запечатленная в разрезе осадочных пород представлена на рис. 6.14. Каждый вышележащий слой моложе слоя его подстилающего. При изучении слоистости часто возникает вопрос: «Где подошва, кровля слоя?»

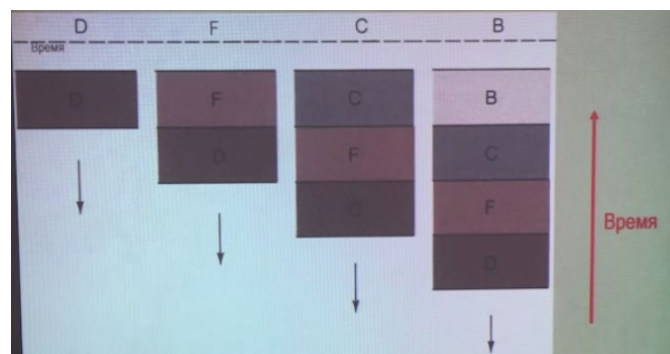


Рис. 6.14. Последовательность событий

6.8. Слой, слоистость, некоторые способы определения кровли и подошвы слоя

Горизонтальное залегание - первичная форма залегания осадочных горных пород. *Слой* - трёхмерное геологическое тело, сложенное обычно осадочной породой, которое имеет большую площадь и относительно малую мощность (толщину).

Слой ограничен сверху и снизу поверхностями раздела, отделяющими его от соседних слоёв (поверхности наложения или напластования). У двух слоёв, соседних в вертикальном разрезе, кровля и подошва совпадают. Слой - термин свободного пользования. В определении нет масштаба. Выделение слоёв в разрезе зависит от детальности исследований.

Мощность (толщина) слоя. Кратчайшее расстояние между подошвой и кровлей слоя называют его *истинной мощностью h* (рис. 6.15). Истинная мощность слоев осадочных горных пород колеблется в широких пределах, от долей сантиметра до десятков и сотен метров. Любое другое расстояние между подошвой и кровлей слоя представляет собой видимую мощность h_1 . Если в обнажениях наблюдается лишь часть слоя, тогда как другая его часть уничтожена эрозией, тогда говорят о неполной мощности слоя h_2 .

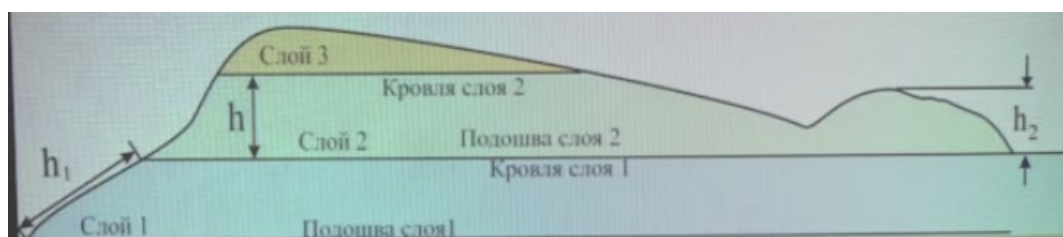
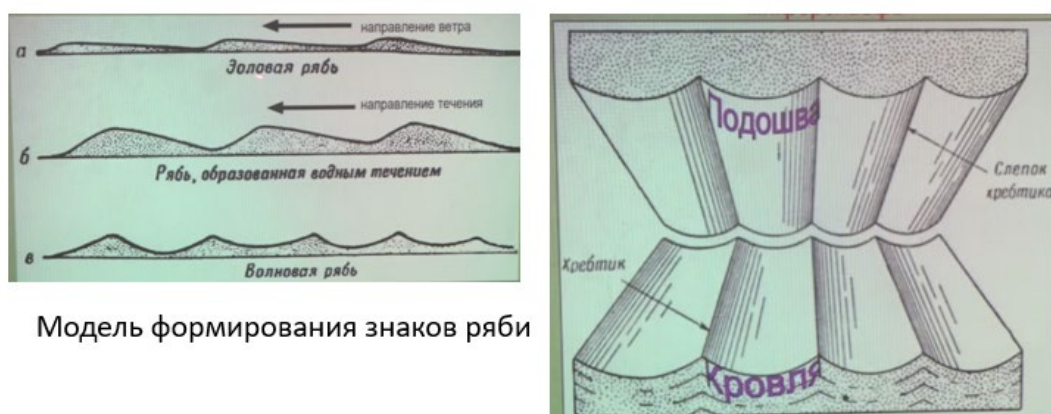


Рис. 6.15. Мощность слоя

Чередование слоёв в разрезе – *слоистость*. Граница между двумя слоями практически всегда соответствует перерыву в отложении осадка, а часто и изменению состава осаждающегося вещества.

Строение поверхностей наложения. Перерывы в накоплении осадков приводят к образованию на кровле слоя различных форм микрорельефа.



Модель формирования знаков ряби

Рис. 6.16. Определение подошвы кровли пласта по знакам ряби По Р. Шроку, 1950

На кровле слоя под воздействием волнения и течений в прибрежных зонах озер и морей, в дельтах рек, а также – ветра (эоловые) формируются знаки ряби направления ветра (рис. 6.16). На подошве слоя возникают выпуклые слепки этого микрорельефа.

Признаки кровли слоя:

- Рябь
- Следы струек течения на кровле - неглубокие канальца, почти прямолинейные или слабо изгибающиеся. Образуются при стекании струй воды на песке пляжа
- Следы капель дождя
- Трещины усыхания - загнутые края скорлупок указывают на кровлю слоя, выпуклая часть показывает на его подошву (рис. 6.17).
- Следы животных (стена динозавров в Боливии)

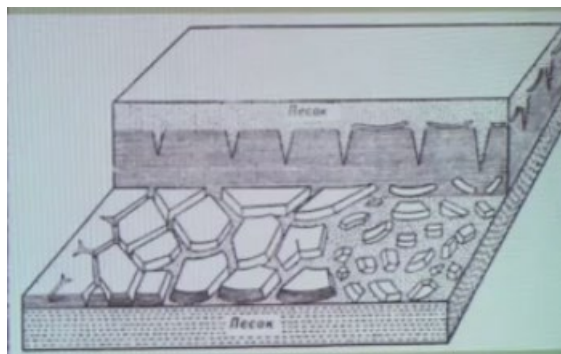


Рис. 6.17. Модели формирования трещин усыхания. По Р. Шроку, 1950

Признаки подошвы слоя - бугорки и валики различного происхождения, иероглифы (sole marks).

- Механоглифы (flute casts) возникают за счет переноса и перераспределения обломочного материала: слепки борозд размыва (язычковые валики), следы волочения галек по дну, следы падения галек на дно и т.д.
- Биоглифы (trace fossils) результат жизнедеятельности животных организмов: следы ползания и зарывания донных животных (валики и бугорки), слепки с отпечатков следов ног, лап и т.д.

Лекция 7. Складчатые формы залегания. Складчатые дислокации

7.1. Складчатая форма залегания

Складка - волнообразный изгиб слоя без разрыва его сплошности. Складки различаются по величине, по форме, по условиям образования. Основные элементы складки представлены на рис. 7.1: 1 - Замок складки; 2 - Крыло складки; 3- Ядро складки; 4 - Угол складки, 5 - Осевая поверхность складки; 6 - Ось складки; 7 - Шарнир складки.

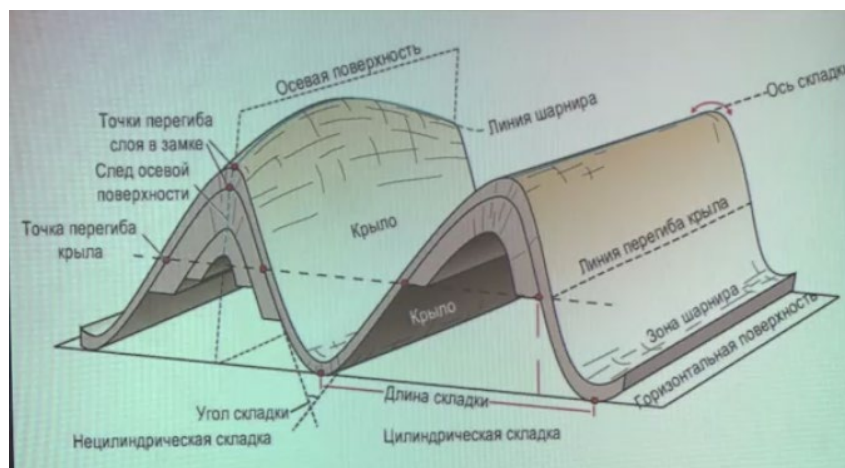


Рис. 7.1. Элементы складки

Основные элементы складки:

- Замок - часть складки в месте перегиба слоев.
- Крыло - часть складки, примыкающая к замку
- Ядро
- Осевая поверхность - поверхность, проходящая через точки перегиба слоёв, составляющих складку
- Ось складки - линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа. Оси складок в плане могут разветвляться – *виргация складок*.
- Шарнир складки - линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев (кровлей или подошвой), составляющих складку. Шарнир может погружаться и воздыматься (ундуляция шарнира)

7.2. Классификация складок

Последовательность формирования складок (рис. 7.2):

- 1) Изгиб вверх - в ядре более древние породы
- 2) Изгиб вниз - в ядре более молодые породы

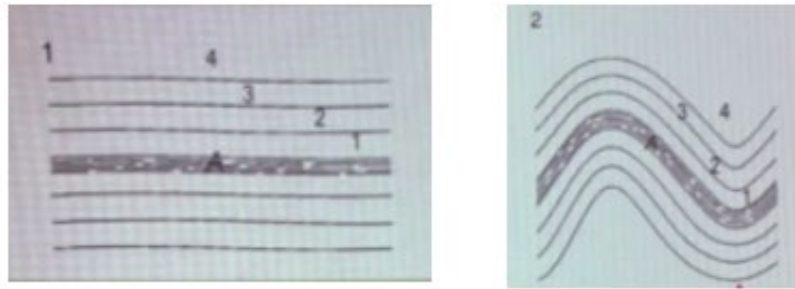


Рис. 7.2. Формирование складок

В самом общем виде складки делятся на антиклинальные и синклинальные. *Антиклиналь* - складка, ядро которой сложено более древними горными породами по сравнению с возрастом пород на ее крыльях. *Синклиналь* - складка, ядро которой сложено более молодыми горными породами, а крылья - более древними. Синклинальная и антиклинальная складки могут быть сопряженными (рис. 7.3).

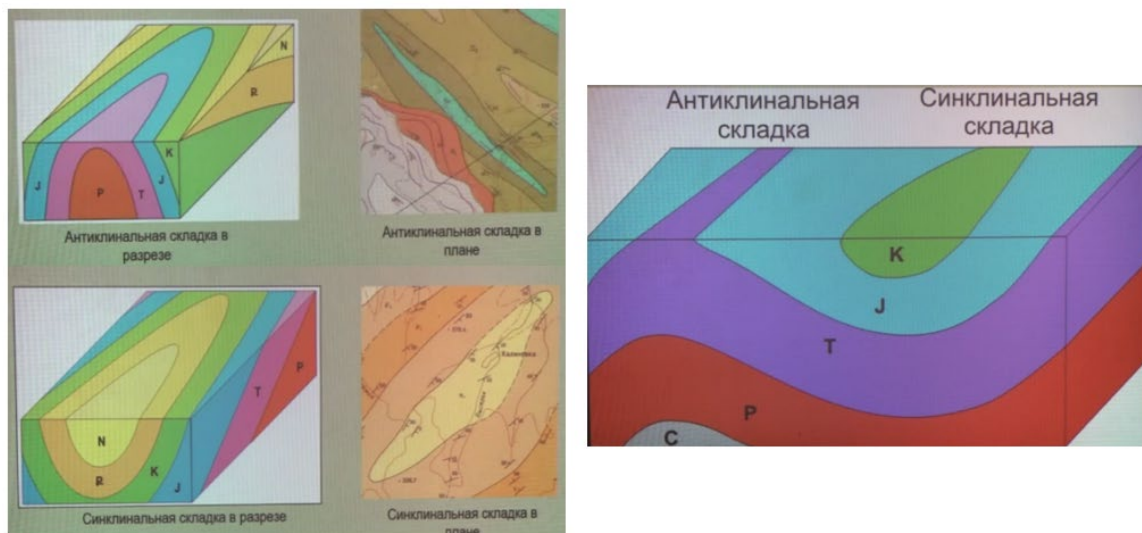


Рис. 7.3. Разделение складок

7.3. Морфологические классификации складок

Классификация складок в плане. По отношению длины складки к её ширине различают: *линейные, брахиморфные и изометричные* (купола и мульды) складки (рис. 7.4.).

Классификация складок в разрезе:

- По положению в пространстве осевой поверхности
- По углу между крыльями складки
- По форме замков складок

- По соотношению мощностей слоев в ядре и на крыльях складки

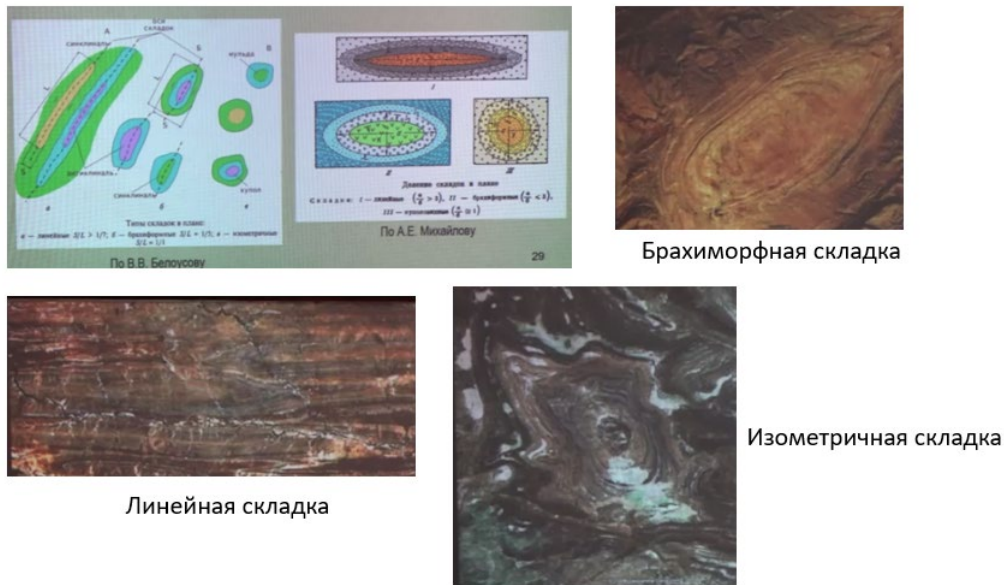


Рис. 7.4. Классификация складок в плане

По положению в пространстве осевой поверхности выделяют (рис. 7.5):

- Прямые (симметричные)* складки с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами падения крыльев в противоположные стороны.
- Наклонные (асимметричные, косые)* складки с наклонной осевой поверхностью и разными углами падения крыльев в противоположные стороны.
- Опрокинутые складки* с наклонной осевой поверхностью и крыльями, падающими в одну и ту же сторону разрез. В опрокинутых складках различают *нормальные* и *опрокинутые (или подвернутые)* крылья. В нормальном крыле молодые отложения располагаются выше древних. В опрокинутом (подвернутом) - древние породы залегают выше молодых.
- Лежачие складки* с горизонтальным положением осевых поверхностей.
- Ныряющие складки* с осевой поверхностью, изогнутой до обратного падения.

По углу между крыльями складки (рис. 7.6):

- 1 - пологие, ($a > 120^\circ$);
- 2 - открытые, или тупые ($120^\circ > a > 70^\circ$);
- 3 - закрытые, или острые ($70^\circ > a > 30^\circ$);
- 4 - сжатые, до изоклинальных ($a < 30^\circ$);

По форме замков складок (рис. 7.7):

- а) округлые, синусоидальные (замки криволинейны, крылья расходятся);
- б) коробчатые, сундучные (замки плоские, крылья крутые, примерно параллельные);

- с) веерообразные (замки и крылья криволинейны, крылья подворачиваются внутрь замков)
- д) шевронные, аккордеонные (замки угловатые с точками излома, крылья прямолинейные)

По соотношению мощностей слоев в ядре и на крыльях складки (рис. 7.8):

- а) концентрические (мощности в замках и на крыльях одинаковы, форма складок меняется вниз и вверх по разрезу)
- б) подобные (мощности в замках больше, форма складок сохраняется вниз и вверх по разрезу)

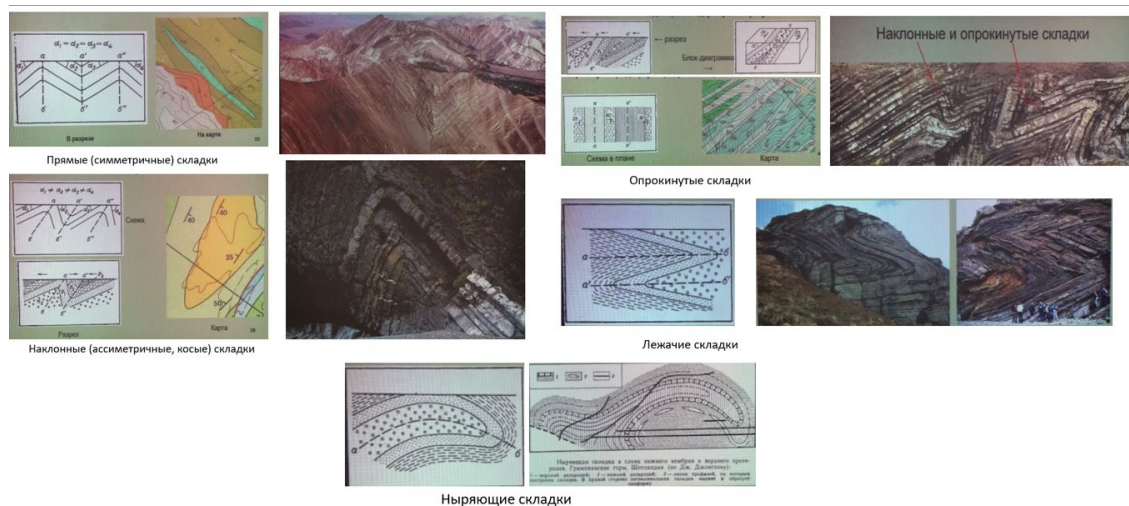


Рис. 7.5. Классификация складок по положению в пространстве осевой поверхности



Рис. 7.6. Классификация складок по углу между крыльями складки



Рис. 7.7. Классификация складок по форме замков



Рис. 7.8. Классификация складок по соотношению мощности слоев в ядре и на крыльях

Замыкания складок - выход на поверхность рельефа замка складки. *Периклираль* - окончание антиклинальной складки, здесь происходит погружение шарнира и замыкание слоев, составляющих складку. *Центриклираль* - окончание синклинали, здесь происходит замыкание слоев, образующих складку, а шарнир испытывает поднятие (рис. 7.9). В центриклинальных и периклинальных замыканиях замки складок выходят на поверхность. Форма замыканий складок на поверхности определяет форму их замков на глубине.

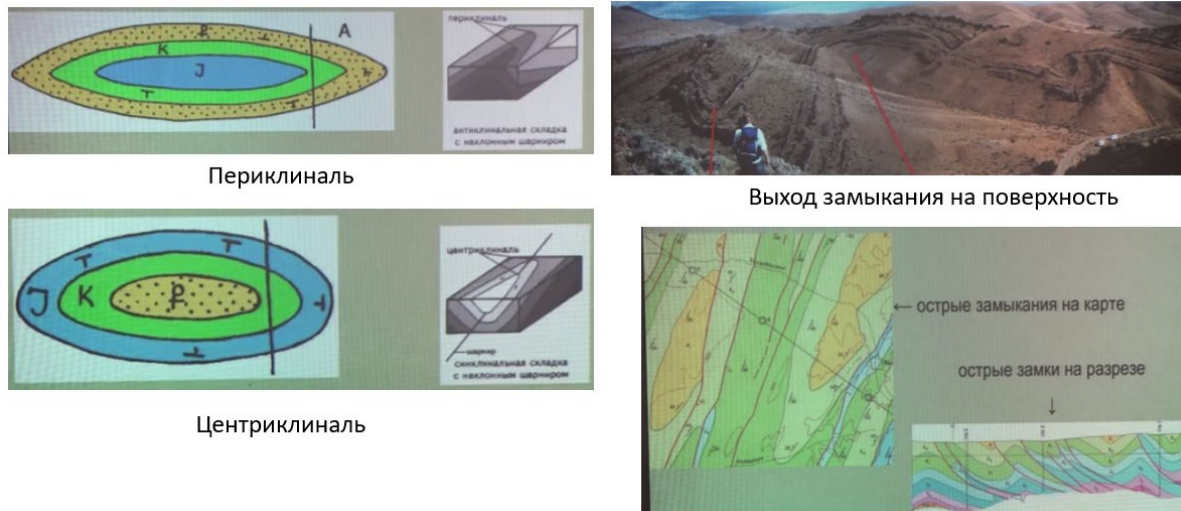


Рис. 7.9. Периклинали и центриклинали

Определения:

Синформа - складка, обращенная выпуклостью вниз, у которой возрастная последовательность слоев, слагающих ядро и крылья, не установлена.

Антиформа - складка, обращенная выпуклостью вверх, у которой возрастная последовательность слоев, слагающих ее ядро и крылья, не установлена.

Антиклинали - складка, ядро которой сложено более древними горными породами по сравнению с возрастом пород на ее крыльях.

Синклинали - складка, ядро которой сложено более молодыми горными породами, а крылья - более древними.

Ядро складки - внутренняя часть складки, ограниченная какими-либо слоями.

Крыло складки - часть складки, расположенная по одну сторону от замка, где слои имеют односторонний наклон. В складке выделяют 2 крыла, связанные замком.

Замок складки - место перегиба слоев, образующих крылья складки.

Осевая поверхность складки - поверхность, проходящая через точки максимального перегиба слоев в замке складки и равноудаленная от ее крыльев.

Ось складки - линия пересечения осевой поверхности складки с горизонтальной плоскостью, а также проекция этой линии на плоскость карты или поверхность рельефа.

Шарнир складки - линия пересечения осевой поверхности складки с каким-либо слоем.

7.4. Сочетание складчатых форм

В деформированных объемах земной коры одиночные складки встречаются редко. Обычно отмечаются серии морфологически более или менее сходных сопряженных синклиналильных и антиклиналильных складок, развитых на значительных площадях. *Складчатость* - закономерная совокупность складок, слагающих какой-либо участок земной коры. По степени заполнения складками пространства и сложности складчатой структуры выделяются два основных типа складчатости: *полная и прерывистая* (по В.В. Белоусову).

Полная (голоморфная) складчатость:

- 1) Складки равномерно заполняют все пространство, не оставляют места для нескладчатых участков
- 2) Преимущественно развиты линейные складки
- 3) Антиклиналильные и синклиналильные складки развиты соразмерно
- 4) Часто наблюдается общая вергентность складок, т.е. закономерный наклон осевых поверхностей складок

Облик отдельных складок, их тесная взаимосвязь, ряд других признаков указывают на общность происхождения всей складчатой структуры. Полная складчатость обычно характерна для горно-складчатых областей - подвижных, тектонически активных участков земной коры. Верхоянский хребет – область развития полной складчатости. *Антиклинорий* и *синклинорий* - самые крупные сочетания складок в областях развития полной складчатости (рис. 7.10).

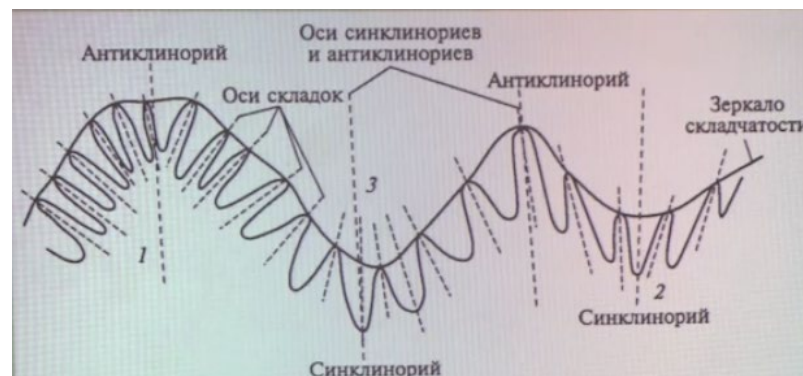


Рис. 7.10. Принципиальная схема строения синклинорий и антиклинорий: 1 - прямой веерообразный антиклинорий; 2 - прямой веерообразный синклинорий; 3 - обратный веерообразный синклинорий

Синклинорий - сложная крупная протяженностью десятки или сотни км структура в целом синклиналильного строения, состоящая из более мелких складок.

Антиклинорий - крупная (протяженностью десятки или сотни км) и сложная структура, в целом антиклиналильного строения, состоящая из более мелких складок.

Прерывистая (идиоморфная) складчатость:

- 1) Прерывистое расположение отдельных складок на площади. Складки-одиночки, разделенные обширными пространствами горизонтального залегания
- 2) Складки изометричные или брахиморфные
- 3) Не наблюдается соразмерного развития антиклиналей и синклиналей
- 4) Нет закономерности в наклоне осевых поверхностей складок

Прерывистая складчатость характерна для чехлов платформ - областей со слабо подвижной земной корой (рис. 7.11).

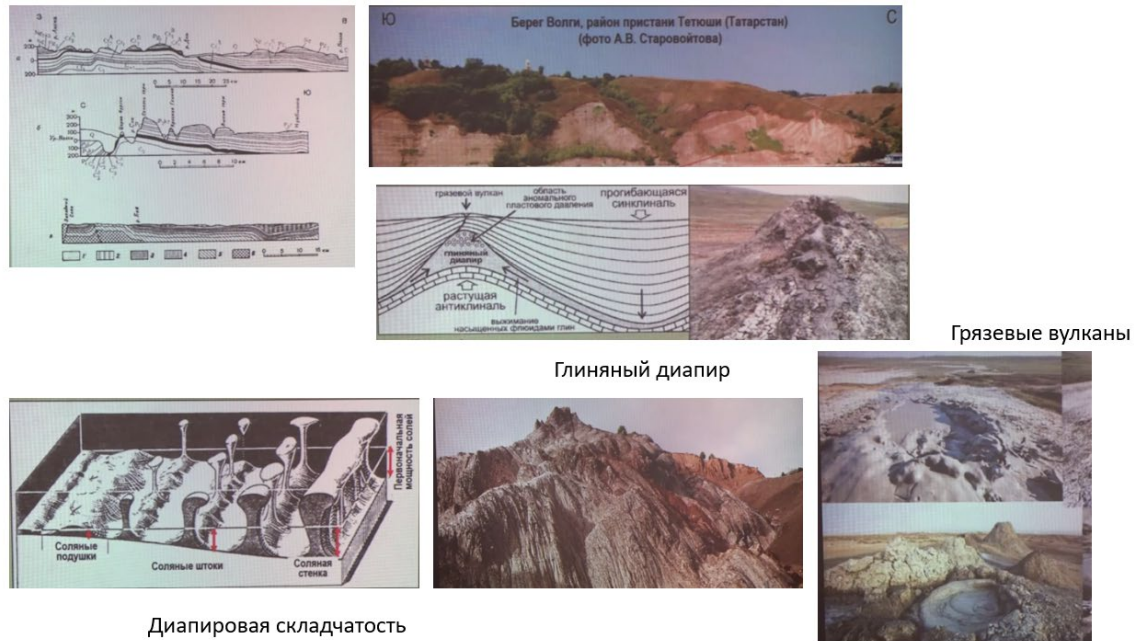


Рис. 7.11. Примеры прерывистой складчатости

Прерывистая складчатость - в пределах блока земной коры наблюдаются отдельные, не связанные между собой складки. Наклонные складки северной вергентности в пермских отложениях Русской платформы изображены на рис. 7.11 красной стрелкой. И выше, и ниже по течению Волги породы залегают горизонтально.

Особый тип прерывистой складчатости - *диапировая складчатость*. Формируется в результате всплывания снизу вверх масс легких пород. Диapiroны бывают соляные и глиняные. Соляные диapiroны: мощность солей должна быть > 120 м, а мощность покрывки > 300 м. Плотность соли $2,1 \text{ г/см}^3$, других осадочных пород - $2,3-2,7 \text{ г/см}^3$. Только в южной части гор Загрос (Иран) насчитывается более 130 соляных диapiroновых куполов.

Глиняные диapiroны. Глины за счет высокого литостатического давления выдавливаются в ядра антиклиналей, которые начинают расти. В антиклиналях скапливаются флюиды (вода, CO_2 , природный газ и пр.) и возникает аномальное

давление. Выбросы разжиженной глины на поверхность создают над глиняными диапирами грязевые вулканы.

7.5. Промежуточные типы складчатости

Промежуточные типы складчатости проявлены неравномерно. В той или иной мере объединяют признаки как полной, так и прерывистой складчатости. Термином обозначают *гребневидную и килевидную* складчатость (рис. 7.12).

Сундучная (коробчатая) складчатость: сплошное развитие на значительной площади крупных коробчатых складок. Характерна для внешних зон горно-складчатых сооружений (Известняковый Дагестан).

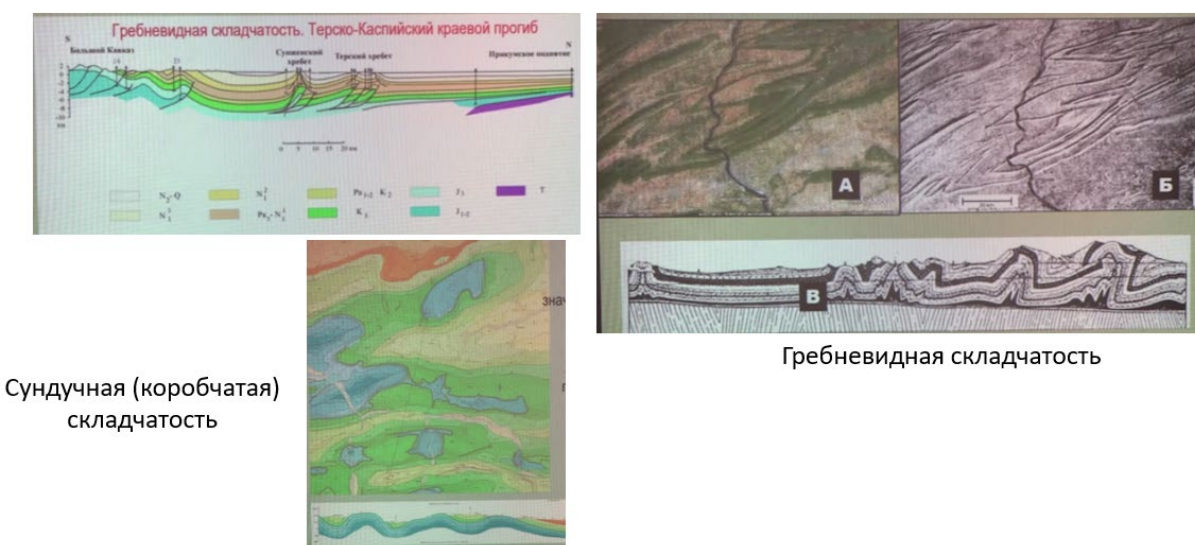


Рис. 7.12. Промежуточные типы складчатости

7.6. Классификация складчатости по характеру деформаций или движений земной коры

Складчатость общего смятия. Морфологически выражена полной (голоморфной) складчатостью, характеризуется тем, что все слои, слагающие данный участок земной коры, смяты совместно. Складки образуются в результате продольного изгиба слоев в процессе общего горизонтального сжатия всей осадочной толщи (рис. 7.13)

Глыбовая складчатость (отраженная, штамповая, облекания). Складки образуются в результате действия сил, направленных перпендикулярно к слою, и его поперечного изгиба. Характерна для платформ, где в качестве «штампа» выступают ограниченные разрывами блоки фундамента, неравномерный подъем которых вызывает деформацию вышележащих пород чехла. Если складка растет одновременно с

накоплением осадков, то это находит отражение в изменении мощностей и фаций отложений (рис 7.13).

Складчатость нагнетания. Возникает в пластичных слоях, вещество которых перемещается при раздавливании в зоны пониженного давления - в замки складок и зоны разломов. Деформации, ведущие к складчатости нагнетания, вызываются неравномерностью сжатия, направленного перпендикулярно к слоистости пластичных пород (гипс, глина, каменная соль). Чаще всего вертикальное сжатие вызывается нагрузкой вышележащих пород (рис. 7.13).

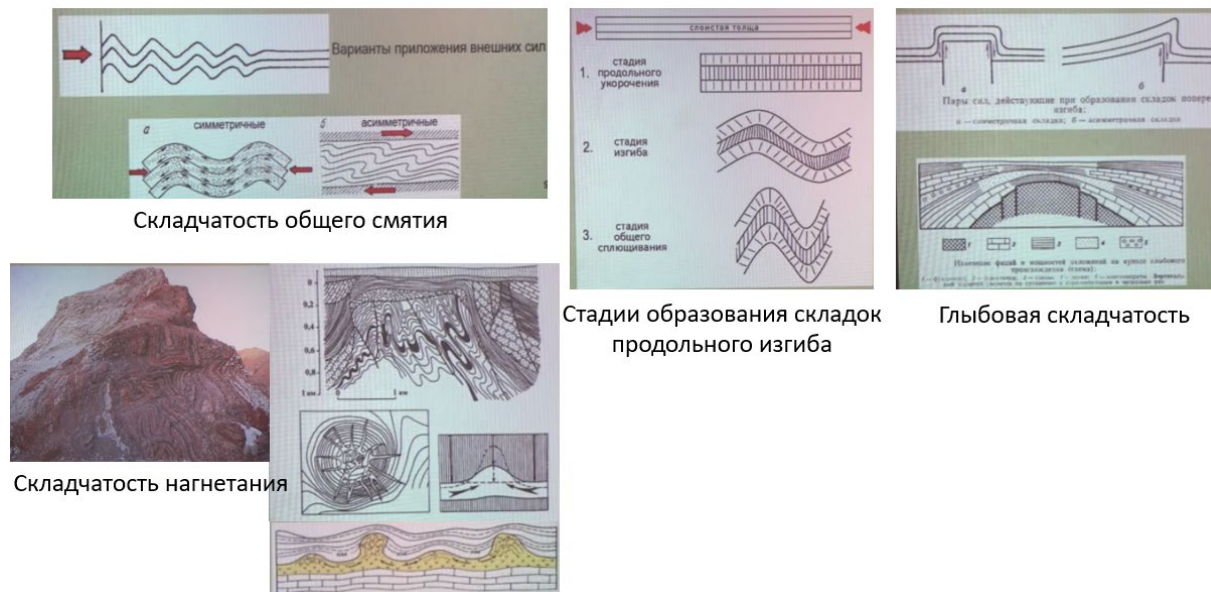


Рис. 7.13. Классификация складчатости по характеру деформаций

Лекция 8. Разрывные дислокации в горных породах

8.1. Разрывные дислокации

Разрывные дислокации в горных породах нарушают сплошность слоёв, т.е. являются результатом деформаций разрушения, превышающих предел прочности пород. Для многих пород разрушение следует непосредственно за упругой деформацией - хрупкое разрушение. Разрушение пород, следующее за пластической деформацией, называется вязким.

Разрывные дислокации разделяются на две основные группы: *разрывы без смещения (трещины)* и *разрывы со смещением (разрывы)*. Разделение условно, так как разрывов совершенно без всякого смещения блоков пород существовать не может. Если смещения очень малы и не могут быть отмечены при данном масштабе исследования, ими можно пренебречь.

8.2. Трещины (разрывы без видимого смещения)

По степени проявления трещины делятся на три группы: *открытые, закрытые, скрытые* (рис. 8.1). Открытые трещины обладают заметной полостью. Закрытые трещины лишены заметной полости. Скрытые трещины в свежей породе не видны. Становятся заметны лишь при её раскалывании, когда обнаруживается, что колется порода по некоторым преимущественным направлениям.



Рис. 8.1. Трещины

Совокупность трещин, разбивающих тот или иной участок земной коры, составляет повсеместно распространенную *трещиноватость горных пород*. Трещины, имеющие одинаковую или близкую ориентировку в пространстве, объединяют в системы трещин (рис. 8.2). Обычно в горных породах развивается несколько систем трещин.



Рис. 8.2. Системы трещин

8.3. Классификация трещин

Геометрические классификации (рис. 8.3):

По отношению к слоистости осадочных пород:

- Поперечные трещины.
- Продольные трещины.
- Косые трещины.

По углу падения:

- Вертикальные (с углами падения от 80 до 90°),
- Крутые (с углами падения 45 - 80°),
- Пологие (с углами падения 10 - 45°),
- Слабонаклонные и горизонтальные (с углами падения от 0 до 10°).

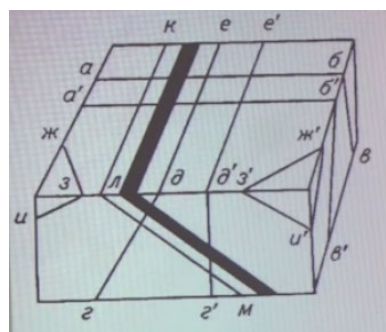


Рис. 8.3. Геометрическая классификация трещин. Черный слой - слоистость: абв – и а'б'в' – поперечные трещины, где и г'д'е' - продольные, жзи и ж'з'и' - косые, клм - согласные

Генетическая классификация:

Нетектонические трещины (рис. 8.4):

- первичные трещины,
- трещины выветривания - при выветривании порода теряет свою монолитность. Разрушение происходит из-за раскрытия и расширения ранее существовавших в породе трещин и образования новых
- трещины оползней, обвалов и провалов,
- трещины расширения пород при разгрузке - образование трещин бортового отпора (отседания) связано с отсутствием сопротивления со стороны открытого пространства, способного уравновесить внутреннее напряжение в горных породах

Тектонические трещины (рис. 8.5):

- трещины отрыва,
- трещины скалывания,
- трещины сжатия.

Появляются в горных породах под действием тектонических деформаций. Отличаются от неотектонических тем, что более выдержаны как по простиранию, так и по падению и ориентированы по единому плану в разных по составу породах.

Механические обстановки формирования трещин отрыва:

- Растяжение,
- Сжатие,
- Сдвиг.

Возникают при появлении в породе нормальных растягивающих напряжений (σ_1), превышающих пределы её прочности на отрыв. Ориентированы перпендикулярно к оси максимального растяжения (σ_1).



Рис. 8.4. Нетектонические трещины

Трещины отрыва обычно приоткрыты, обладают неровной зернистой поверхностью и лишены следов перемещений блоков. Обычно крутые или вертикальные. Быстро выклиниваются по простиранию. Извилистые в плане. Часто заполнены жильным материалом (кварцем, карбонатными и рудными минералами).

Трещины скалывания образуются в направлении максимальных касательных напряжений при нагрузках, превышающих прочность пород на сдвиг. Трещины обычно плотно сжаты и имеют гладкие поверхности. Часто трещины скалывания образуют сопряжённые системы, ориентирующиеся под углом, несколько меньшим 45° к направлению оси сжатия σ_3 . Нередко их поверхности несут следы перемещения в виде царапин, борозд, "зеркал скольжения".

Зеркала скольжения образуются за счет трения между перемещаемыми блоками пород. Представляют собой борозды на поверхности сместителя. По положению зеркала

в пространстве и характеру борозд можно определить тип разлома и направление смещения.

Трещины сжатия образуются в результате растворения пород в местах повышенного давления. *Кливаж* наиболее часто распространён в глинистых породах (глинах, аргиллитах). Макроскопически выражен в расщеплении горных пород на тонкие параллельные пластинки, происходящем при их деформации.

Стилолиты (*стилолитовые швы*) возникают при растворении карбонатных пород. Стилолиты образуют поверхности, которые на поперечном срезе породы выглядят как зубчатые швы. Нерастворимые примеси – глинистые частицы, оксиды железа - остаются на зубчиках стиололитов.

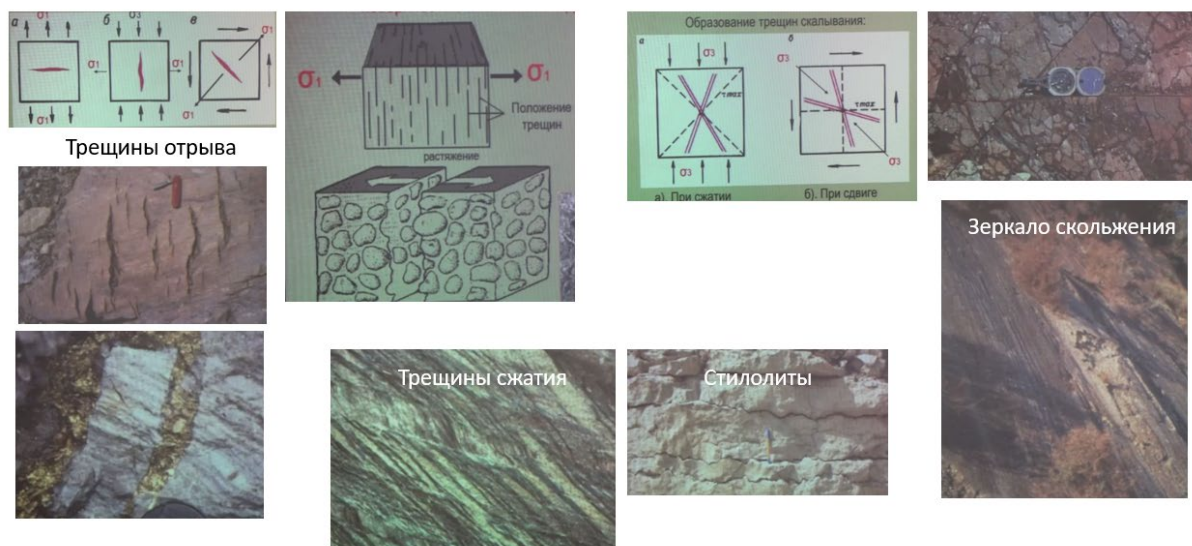


Рис. 8.5. Трещины сжатия

8.4. Тектонические разрывы (разрывы со смещением)

Разрыв - поверхность или зона в горных породах, по которой произошло перемещение разделяемых этой поверхностью блоков. Для формирования разрыва со смещением необходимо преодолеть:

- силу сцепления между зёрнами породы (предел прочности породы)
- силу трения между образовавшимися блоками

Зоны разрывов - зона дробления. Заполнены тектонической брекчией, состоящей из обломков, погруженных в раздробленной и перетертый материал самих обломков.

Тектонические брекчии образуются за счет разрушения пород, соприкасающихся по разрыву. Обломки имеют угловатую форму, обычно сцементированы гидротермальными минералами (квари, кальцит).

Классификация разрывов со смещениями разработана на основе многолетней практики. Среди разрывных смещений в зависимости от пространственного положения

зоны разрыва и от направления смещения блоков выделяется шесть основных типов: раздвиги, сбросы, взбросы, надвиги, покровы, сдвиги. Основными группами разрывов со смещением являются: 1) раздвиги и 2) разрывы со скольжением по поверхности сместителя.

Раздвиги. Под раздвигом понимается смещение, выраженное в раздвигании краёв трещины (отрывы). Перемещение блоков происходит под прямым углом к поверхности отрыва, вследствие чего увеличивается полость трещины. Раздвиг характеризуется размером полости (зияния). Раздвиги чаще, чем другие типы разрывов, заполняются горными породами и минералами. С раздвигами связаны одиночные крупные вертикальные дайки или дайковые пояса. В большинстве случаев амплитуды отдельных раздвигов измеряются долями метра или несколькими метрами. Самый большой раздвиг на материках - Великая дайка Зимбабве. Протягивается на 560 км при зиянии от 3,2 до 12,3 км. Интрузивный массив с крупнейшими по запасам месторождениями хромитов (хромовых руд).

Разрывы со скольжением. Эта группа характеризуется скольжением блоков пород, разделенных разрывом, относительно друг друга. *Сбросы. Элементы сброса:*

- Поверхность разрыва, или сместитель висячее крыло
- Блок расположен над сместителем - висячее крыло (опущено) лежащее крыло
- Блок расположен под сместителем - лежащее крыло (поднято) угол падения плоскости сместителя
- Угол падения сместителя

Амплитуды смещения:

- горизонтальная амплитуда (a),
- вертикальная амплитуда (b)

Сброс - тектонический разрыв, у которого сместитель падает под опущенное висячее крыло. Общее простирание поверхности сместителя в плане совпадает с простиранием пород. Сбросы образуются в условиях растяжения. С общим растяжением связано появление систем сбросов - *ступенчатых сбросов*. Классификация сбросов:

По отношению к простиранию нарушенных пород:

- Продольные сбросы
- Косые (диагональные) сбросы. Сместитель в плане ориентирован под углом к простиранию пород
- Поперечные сбросы. Сместитель в плане ориентирован вкрест (под прямым углом) простирания пород

По углам падения сместителя:

пологие сбросы (до 30°),
крутые (30 - 80°),
вертикальные (80 - 90°)

Листрические сбросы затухают или сливаются с детачментом. *Листрические сбросы* - чашеобразные сбросы, крутые на поверхности и выполаживающиеся на глубине, где сливаются в одну горизонтальную поверхность срыва.

Взбросы. Элементы взброса (рис. 8.7):

- Поверхность разрыва, или сместитель
- Блок расположен над сместителем - висячее крыло (поднято)
- Блок расположен под сместителем - лежачее крыло (опущено)
- Угол падения сместителя

Амплитуды смещения:

- горизонтальная амплитуда (А),
- вертикальная амплитуда (В)

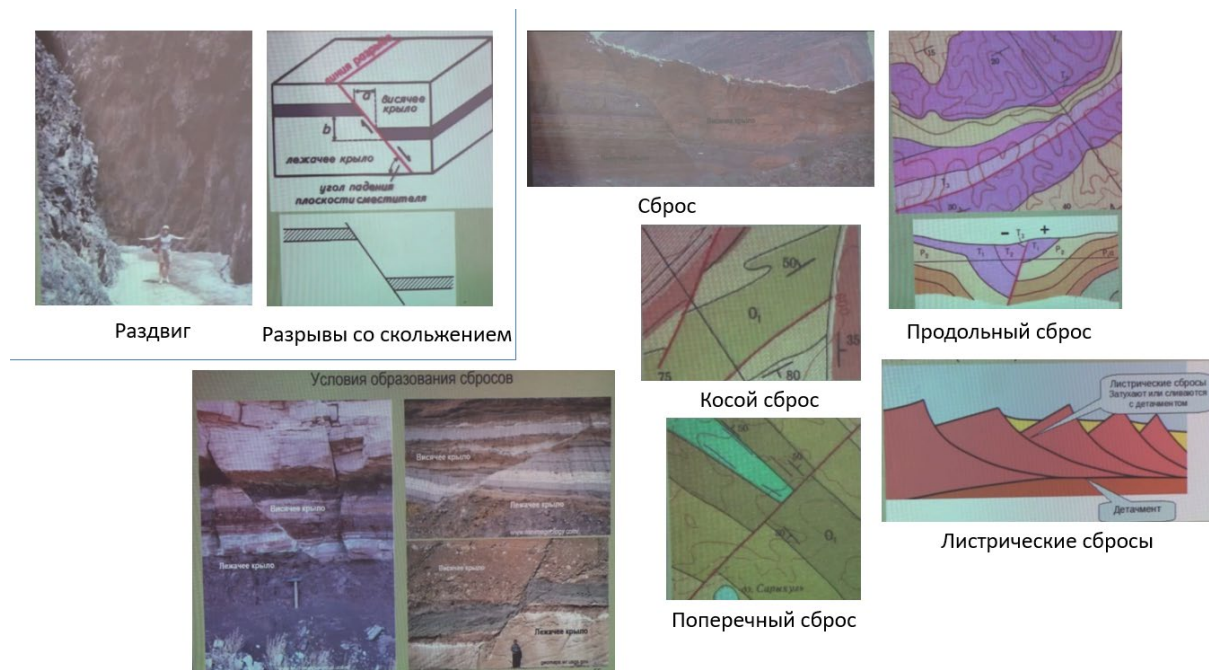


Рис. 8.6. Разрывы со смещением

Взброс - тектонический разрыв, у которого сместитель падает под поднятое висячее крыло. *Классификация взбросов* (рис. 8.7):

По отношению к простиранию нарушенных пород:

- Продольные взбросы
- Косые или диагональные
- Поперечные

По углу падения сместителя:

- пологие взбросы (до 30°),
- крутые (30- 80°),

- вертикальные (80 - 90°)

Перекрытие одного крыла другим указывает на сближение крыльев в обстановке общего сжатия. С общим сжатием связано появление систем взбросов – ступенчатых взбросов.

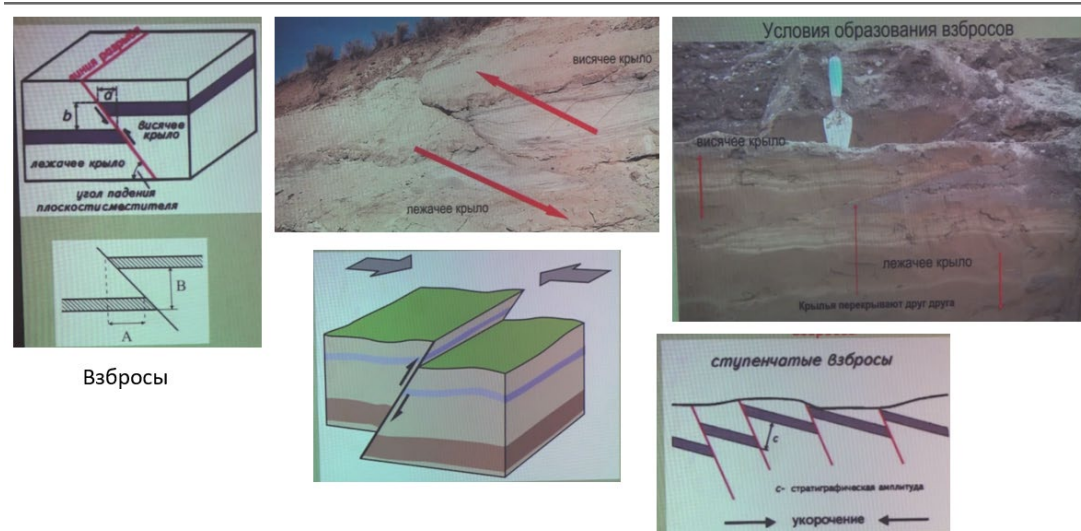


Рис. 8.7. Классификация взбросов

8.5. Системы сбросов и взбросов

Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, образуя структуры, получившими названия грабенов и горстов (рис. 8.8). *Грабен* (нем. - *ров*) - линейная структура, ограниченная разрывами (сбросами, реже взбросами), центральная часть которой опущена и на поверхности сложена породами более молодыми, чем в поднятых краевых частях. Грабен может быть образован как двумя сбросами в обстановке растяжения (рис. 8.8, а), так и двумя взбросами в обстановке относительного сжатия (рис. 8.8, б).

Горст (нем. - *возвышенность, холм*) - линейная структура, образованная разрывами (взбросами, реже сбросами), центральная часть которой приподнята и на поверхности сложена более древними породами, чем в относительно опущенных краевых частях. Горст может быть образован как двумя взбросами в обстановке сжатия (рис. 8.8, а), так и двумя сбросами в обстановке относительного растяжения (рис. 8.8, б).

Сдвигами называются разрывы, смещение по которым происходят в горизонтальном направлении вдоль субвертикальной поверхности сместителя (рис. 8.9). По отношению к простираению нарушенных пород сдвиги могут быть продольными, косыми (диагональными) и поперечными. По направлению смещения различают левые и правые сдвиги.

Раздвиги, сбросы, взбросы и сдвиги характеризуются хрупким отрывом или вязким разрушением горных пород без заметных предварительных пластических деформаций. Они не связаны с образованием складчатой структуры. Обычно являются более поздними по отношению к ней.

Есть разрывы, которые образуются и развиваются одновременно со складками, т. е. являются результатом длительных пластических деформаций - *надвиги и покровы (шарьяжи)*.

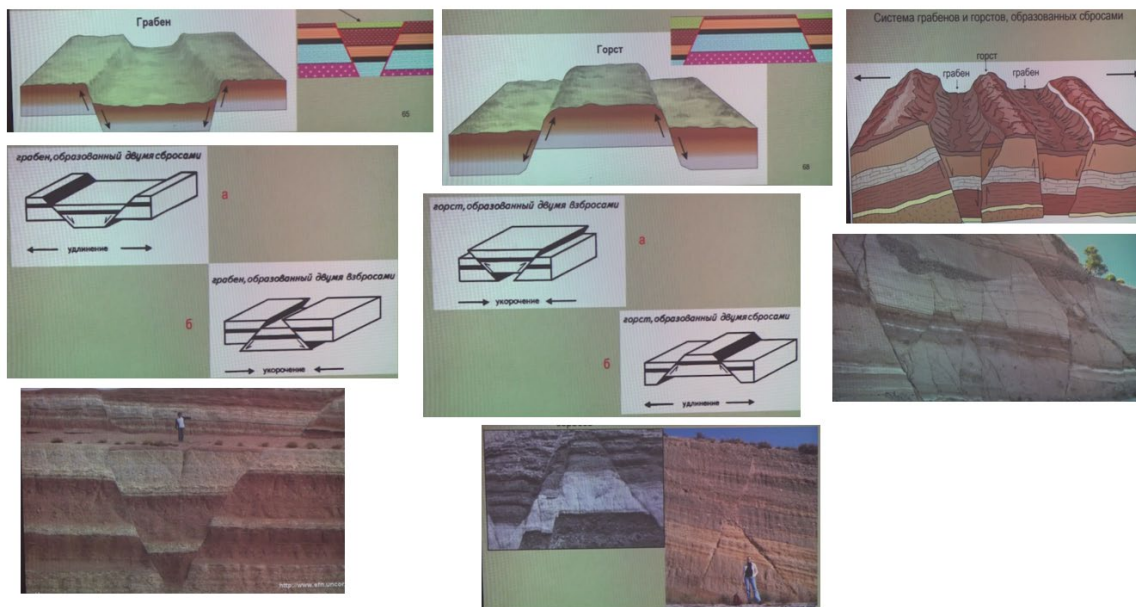


Рис. 8.8. Системы сбросов и взбросов

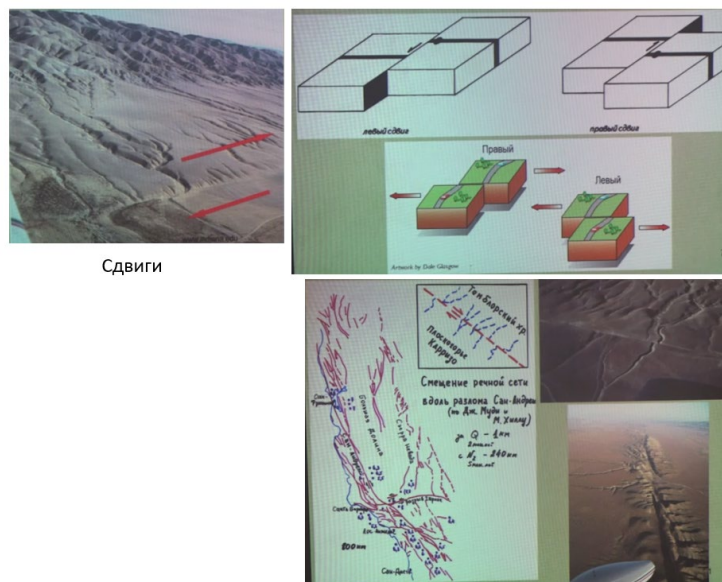


Рис. 8.9. Сдвиги

Надвиги - разрывы взбросового строения, возникающие и развивающиеся одновременно с образованием складок (рис. 8.10). Надвиги развиты преимущественно в замках или на крыльях сжатых наклонных или опрокинутых складок. Надвиги, осложняющие крылья синклинали (рис. 8.10, а) и антиклинальных (рис. 8.10, б) складок. Надвиги тесно связаны со складчатой структурой, в плане они ориентированы вдоль осей складок. В разрезе всегда связаны с явлением вергентности (наклон осевых поверхностей) складок. Создают чешуйчатое строение.

Тектонические покровы (шарьяжи) - надвиги с очень большим горизонтальным перемещением (до сотен км) по пологим волнистым поверхностям скольжения. Тектонический покров (шарьяж) - надвиг с субгоризонтальной волнистой поверхностью сместителя.

Аллохтон - породы, перемещенные, образующие тело покрова. *Автохтон* - не перемещенные породы, подстилающие покров и находящиеся на месте. *Лоб (фронт) покрова (шарьяжа)* - передний край покрова. *Корень покрова* - место, где породы, слагающие покров, находятся еще в неперемещенном коренном залегании. *Тектоническое окно* - участок, где тело покрова размыто до автохтона. *Тектонический останец (отторженец, клиппен)* - часть покрова, отчлененная от его тела эрозией.

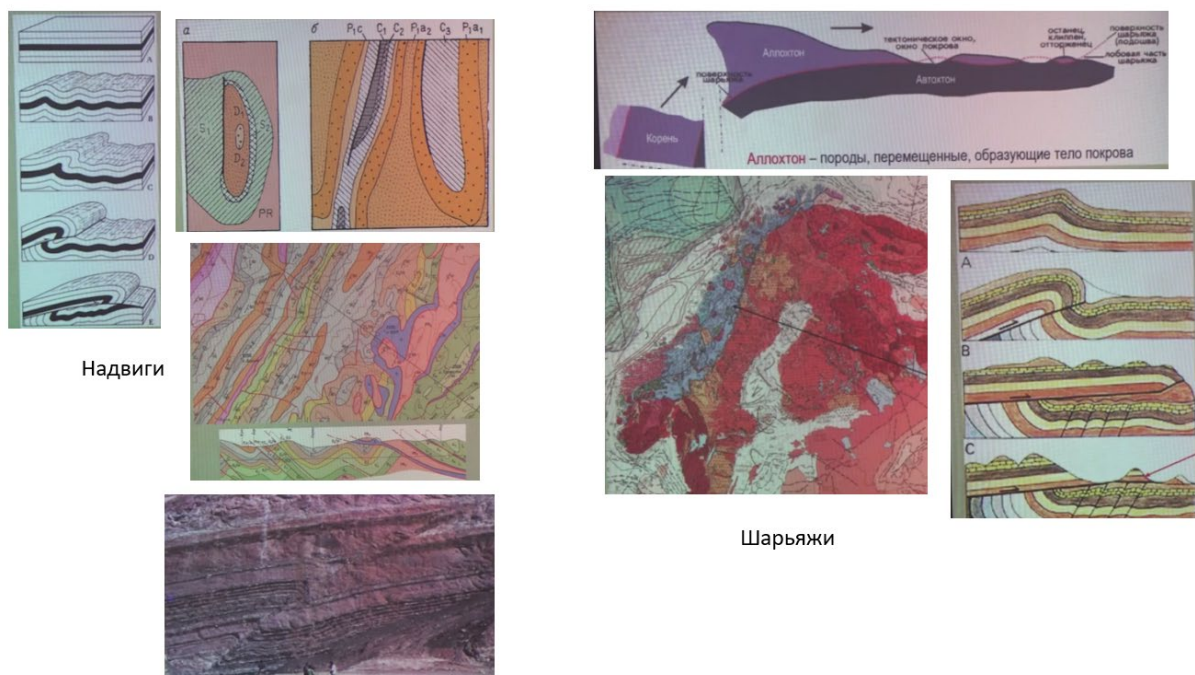


Рис. 8.10. Надвиги и шарьяжи

8.6. Обозначение разрывов на геологической карте

Треугольники и штрихи указывают направление падения сместителя, т.е. располагаются на висячем крыле разрыва. Цифры - величина угла падения сместителя (рис. 8.11).

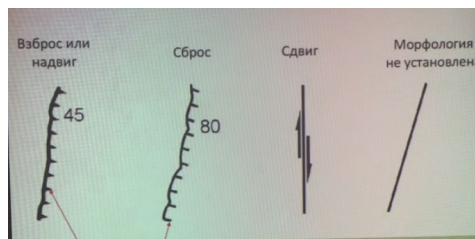


Рис. 8.11. Обозначение разрывов на геологической карте

8.7. Определение морфологии разрыва по карте

Два параметра:

- 1) Определить поднятое и опущенное крылья
- 2) Определить направление падения поверхности сместителя

Определение поднятого крыла для сбросов и взбросов по карте: относительно приподнятым является то крыло, на котором вдоль линии разрыва выходят более древние породы (рис. 8.12).

Правило 5П (определение поднятого крыла для сбросов и взбросов):

- 1) Поднятый
- 2) Пласт
- 3) Перемещается
- 4) По
- 5) Падению

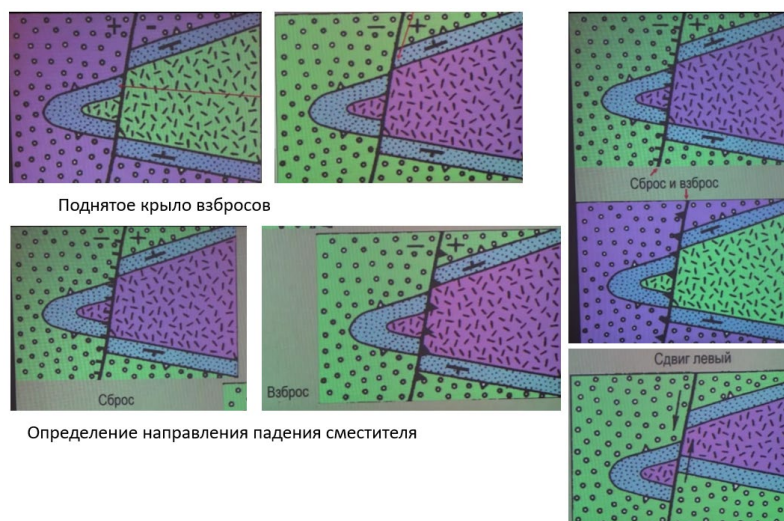


Рис. 8.12. Определение морфологии разрыва по карте

Лекция 9. Землетрясения

9.1. Что представляют собой землетрясения

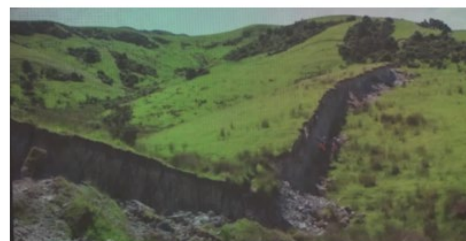
Землетрясения - волнообразные колебания земной поверхности и подземные удары, вызванные различными причинами. Играют заметную роль в жизни нашей планеты. Стоят в ряду самых разрушительных явлений природы. Причины землетрясений до конца не ясны. В самом общем виде землетрясения, как и магматизм, связывают с выделением энергии (тепла) в недрах Земли.

Магматизм - процесс конструктивный. Создаёт вулканические горы, вулканические поля и плато. Извержения вулканов способствовали созданию современной атмосферы и гидросферы.

Землетрясения – процесс деструктивный, создает заметные изменения рельефа (рис. 9.1). Но в некоторых случаях можно говорить о создании новых форм рельефа. Сарезское озеро на Памире (Усойский обвал, рис. 9.1) образовалось 6 (18) февраля 1911, после землетрясения р. Мургаб была запружена обвалом, похоронившего кишлак Усой. Возникла естественная плотина высотой 567 метров. Наполнившаяся водой котловина в том же году затопила кишлак Сарез. Кроме того, нарушается инфраструктура, происходит разрушение зданий, нередко с человеческими жертвами.



Образование трещин



Эскарпы и разрывы



Оползни и обвалы

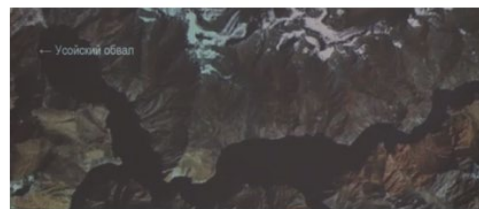


Рис. 9.1. Изменения рельефа вследствие землетрясений

9.2. Катастрофические землетрясения

Катастрофические землетрясения последних 75 лет:

- 1948 год - Ашхабад (Туркмения) - 110 000 погибших
- 1949 год - Эквадор - 10 000 погибших
- 1960 год - Агадир (Марокко) - 15 000

- 1960 год - Чили - 10 000
- 1963 год - Скопье (Югославия) - 2000
- 1970 год - Чимботе (Перу) - 70 000
- 1976 год - Гватемала - 23 000
- 1976 год - Таньшань (Китай) - 242 419
- 1985 год - Мехико (Мексика) - 75 000
- 1988 года - Спитак (Армения) - 25 000
- 1990 год - Иран - 40 000 - 50 000
- 1995 год - Нефтегорск (Россия) - 1841
- 1999 год - Измир (Турция) - 17 118
- 2003 год - Бам (Иран) - 31 000
- 2004 год - Суматра (Индонезия) - 230 210
- 2005 год - Кашмир (Пакистан) - 86 000
- 2008 год - Сычуань (Китай) - 87 587
- 2009 год - Суматра (Индонезия) - 1100
- 2010 год - Гаити - 222 570, Цинхай (Китай) > 2000
- 2011 год – Япония > 15892 (2576 пропавших без вести)
- 2015 год - Непал - 8964
- 2023 год - Турция и Сирия - 58 566

Суматра, 26 декабря 2004 года, 07:58:53 по местному времени - было признано самым смертоносным стихийным бедствием в современной истории XXI века. Магнитуда землетрясения составила 9,1-9,3. Эпицентр находился возле северо-западного берега острова Суматры (Индонезия). Вызвало цунами, которое достигло берегов Индонезии, Шри-Ланки, Индии, Таиланда и других стран. Высота волн превышала 15 метров. Цунами привело к огромным разрушениям и огромному количеству погибших людей. По данным Геологической службы США (USGS), число погибших составило 230 210 человека.

При землетрясении на Гаити 12 января 2010 года очаг находился на глубине 13 км, магнитуда составила 7. Погибло 222570 человек. 11 марта 2011 г. в 14:46 по местному времени (8:46 по московскому) у восточного побережья острова Хонсю в Японии (Тохоку) произошло землетрясение магнитудой $M = 9,0 - 9,1$; очаг землетрясения находился на глубине $h = 32$ км. Максимальная высота цунами до 7,3 м. Было разрушено несколько атомных станций. Погибло 15892 человека, 2576 пропали без вести.

Землетрясение в Турции и Сирии 06 февраля 2023 года - два землетрясения $M - 7,8$ (Газиантеп, Турция), $h = 17,9$ км и $M - 7,5$ (Кахраманмараш, Турция), $h = 10,0$ км. После землетрясений зарегистрировано 13753 афтершоков, с магнитудой самого сильного до 6,7. В Турции погибло > 50 090 человек, в Сирии - 8476 человек.

В 20 веке произошло 82 землетрясения, в каждом из которых погибло более 1000 человек. Всего в 20 веке более 1 700 000 жертв. С начала 21 века в результате

землетрясений уже погибло более 700 000 человек. В год на Земле приборами регистрируется свыше 1 млн. подземных ударов. В среднем два землетрясения в минуту. Землетрясения жизненно необходимо изучать.

9.3. Классификация землетрясений по происхождению

Непосредственные причины землетрясений:

- образование тектонических разрывов
- вулканизм (подъём магмы к поверхности)
- искусственное возбуждение (ядерные и иные взрывы)
- суммарное воздействие различных факторов

По происхождению землетрясения делят на:

- Техногенные (связанные с деятельностью человека)
- Природные (экзогенные, вулканические, тектонические)

Техногенные землетрясения могут быть вызваны:

- а) подземными ядерными испытаниями,
- б) заполнением водой водохранилищ,
- в) добычей нефти и газа методом нагнетания жидкости в скважины,
- г) взрывными работами при добыче полезных ископаемых и пр.

Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Газли, посёлок в пустыне Кызылкум? 7,8 тыс. жителей (1970)/ В районе Газли разведано (1958) крупное месторождение природного газа, запасы газа ~ 500 млрд. м³. 8 апреля и 17 мая 1976 г. в Бухарской области Западного Узбекистана, в пустыне Центральный Кызылкум, считавшейся до того слабоактивной в сейсмическом отношении, произошли сильнейшие Газлийские землетрясения (магнитуда $M=7.0$ и $M=7.3$). Сейсмический эффект в эпицентре достиг 9-10 баллов по 12-балльной шкале сейсмической интенсивности. Очаг землетрясения располагался на глубине 20-25 км. Следующее землетрясение с магнитудой $M=7.2$ произошло 20 марта 1984 г. в том же очаге, сместившись немного к западу. Интенсивная откачка газа из Газлийского месторождения явилась "спусковым крючком" для сброса накопившихся к этому времени гигантских тектонических напряжений в земной коре этого района.

Тектоническая активность усиливается (увеличивается частота мелких землетрясений) и в районах затопления при строительстве крупных водохранилищ (Чиркейская ГЭС на р. Сулак, Дагестан). Строительство началось в 1964, закончилось в 1976. Дагестанское землетрясение 1970 года имело магнитуду 6.7, интенсивностью 9 баллов. Арочная бетонная плотина Чиркейской ГЭС имеет высоту 232,5 м, ее длина по гребню составляет 338 м, толщина от 6 до 30 м. Образует Чиркейское водохранилище площадью 42,4 км², полной емкостью 2,78 км³. Масса воды, накопленная в водохранилищах, своим весом увеличивает давление в горных породах, а просачивающаяся вода понижает предел прочности горных пород. Реализация накопленных напряжений происходит через серии мелких землетрясений – с одной

стороны, это повышает сейсмическую опасность, с другой стороны может способствовать некоторой разрядке напряжений.

Природные землетрясения. Выделяют несколько типов землетрясений, основными из которых являются вулканические, экзогенные и тектонические. *Вулканические землетрясения* происходят вследствие резких перемещений магматического расплава в недрах Земли или в результате возникновения разрывов под влиянием этих перемещений (рис. 9.2). Мониторинг сейсмической активности вулкана позволяет предсказать его извержение.

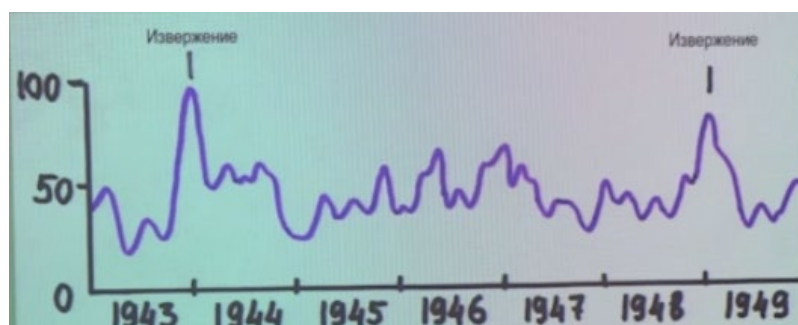
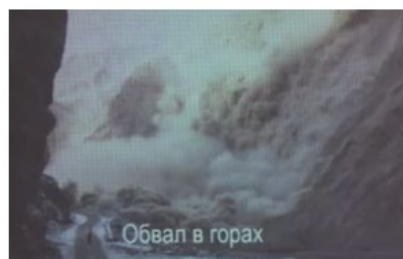
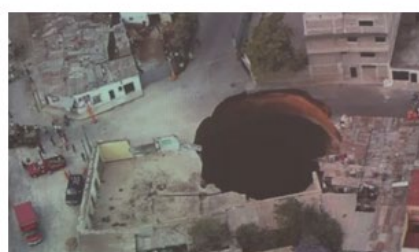


Рис. 9.2. Изменение частоты землетрясений на Гавайях с 1943 по 1949 гг. (по Макдональду и Орру, 1950)

Экзогенные землетрясения связаны с карстовыми явлениями - провалами, обрушением сводов пещер или горных выработок, обвалами или крупными оползнями в горах и т.д (рис. 9.3). Экзогенные землетрясения характеризуются небольшой силой и небольшой площадью воздействия.



Карстовые провалы



Обвал в горах



Обрушение горной выработки

Рис. 9.3. Причины экзогенных землетрясений

Тектонические землетрясения (~95% всех землетрясений на Земле) связаны с мгновенными разгрузками механических напряжений, возникающих при тектонических

движениях и деформациях отдельных блоков литосферы. Постоянные взаимные перемещения блоков земной коры создают в ней тектонические напряжения (рис. 9.4).



Рис. 9.4. Тектонические напряжения в земной коре

9.4. Механизм возникновения землетрясения

Гипотеза упругой отдачи была сформулирована в 1910 году на основе материалов обследования эпицентральной области землетрясения 1906 г. в Сан-Франциско. Сыграла заметную роль в последующем развитии сейсмологии. *Гипотеза упругой отдачи* (рис. 9.5):

- 1) Блоки пород, испытывающие нагрузку, способны накапливать упругую деформацию. Сила трения до некоторого времени препятствует перемещению блоков вдоль разлома
- 2) Идет накопление упругой энергии противодействия и рост напряжений в отдельных местах (концентраторах напряжений - будущих очагах землетрясений). Рост напряжений ограничен пределом прочности породного массива
- 3) При достижении предела прочности породного массива происходит его разрушение, образуется магистральный разрыв, смещение по которому сбрасывает напряжение и высвобождает накопленную упругую энергию в виде сейсмических волн. Сейсмические волны вызывают колебания поверхности Земли

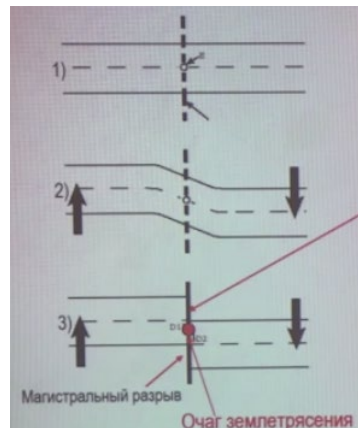


Рис. 9.5. Гипотеза упругой отдачи

Очаг землетрясения - некоторый объем пород в толще земной коры или верхней мантии, в котором происходит накопление упругой энергии, а затем разрушение пород, т.е. возникновение трещин магистрального (основного) разрыва. Предполагаемое место начала разрушения внутри очага называют *фокусом* или *гипоцентром*. Проекция гипоцентра на земную поверхность - *эпицентр землетрясения*. Очаг землетрясения, гипоцентр и эпицентр представлены на рис. 9.6. Иногда магистральные (основные) разрывы выходят на поверхность (рис. 9.7).



Рис. 9.6. Очаг землетрясения

Во время землетрясения в Сан-Франциско 18.04.1906 года общая протяженность поверхностных разрывов в зоне разлома Сан-Андреас составила более 430 км, максимальное горизонтальное смещение - 6 м.



Рис. 9.7. Магистральные разрывы на поверхности

9.5. Типы объемных сейсмических волн

Землетрясения (сотрясения земной поверхности) – следствие превращения потенциальной упругой энергии очага в кинетическую энергию сейсмических волн, возникающих при разрушении и смещении блоков по магистральному разрыву. Возникающие в очаге сейсмические волны называются *объемными*, т.к. они проходят через весь объем Земли. Объемные волны непрерывно разбегаются от источника, образуя сферический волновой фронт.

Различают два типа объемных волн - *продольные (P-волны)* и *поперечные (S-волны)*. Волны *P* представляют собой процесс колебания частиц вещества вдоль направления распространения волны. Колебания приводят к сжатию и растяжению вещества под действием нормальных напряжений. P-волны отвечают за изменения объема вещества при деформациях. Скорости распространения P-волн 5-13 км/с. Поскольку изменению объема сопротивляются любые вещества, продольные волны проходят через любые среды (рис. 9.8).

Волны *S* - процесс колебаний частиц вещества поперек направления распространения волны, т.е. вдоль фронта волны. Такие движения происходят под действием касательных напряжений, отвечающих за изменение формы вещества. Скорость распространения S - волн 3.2-7.3 км/с. Поскольку жидкости и газы изменению формы не сопротивляются, поперечные волны через них не проходят (рис. 9.8).

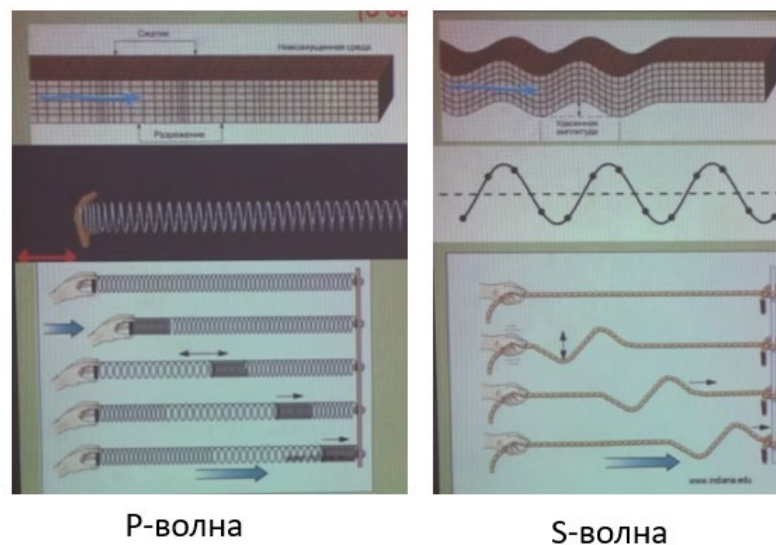


Рис. 9.8. Объемные волны

С помощью объёмных сейсмических волн изучают внутреннее строение Земли (рис. 9.9). В жидких и газообразных средах распространяется только один тип объёмных упругих волн - продольные волны. На рис. 9.9 желтым цветом обозначены продольные волны, синим – поперечные. Продольные волны проходят через все тело Земли, преломляются на границах разных сред, и существует зона тени (255-220). Поперечные

волны не фиксируются на 105-255, что говорит о том, что в недрах Земли существует сфера, обладающая свойствами жидкости. На основании приведенного графика были выделены границы между мантией и внешним жидким ядром.

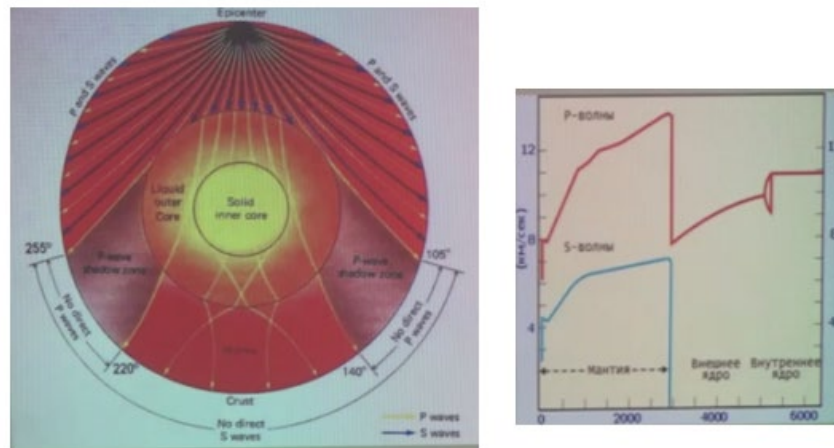


Рис. 9.9. Изучение Земли при помощи объемных волн

Поверхностные сейсмические волны (рис. 9.10) распространяются вдоль земной поверхности или параллельно ей и не проникают глубже 80-160 км. Во многих случаях разрушительные движения почвы при землетрясениях вызываются этими волнами. Различают *поверхностные волны Лява* и *волны Рэлея* (названы по именам авторов математической теории их распространения). *Волны Лява (L-волны)* заставляют колебаться частицы почвы из стороны в сторону параллельно земной поверхности под прямым углом к направлению своего распространения.

Волны Рэлея (R - волны). При прохождении волн Рэлея частицы породы описывают эллипсы в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению распространения волны. Скорость распространения поверхностных волн составляет 3,2-4,4 км/с. При глубокофокусных землетрясениях поверхностные волны очень слабые. Движения почвы при землетрясениях - результат наложения волн разных типов.

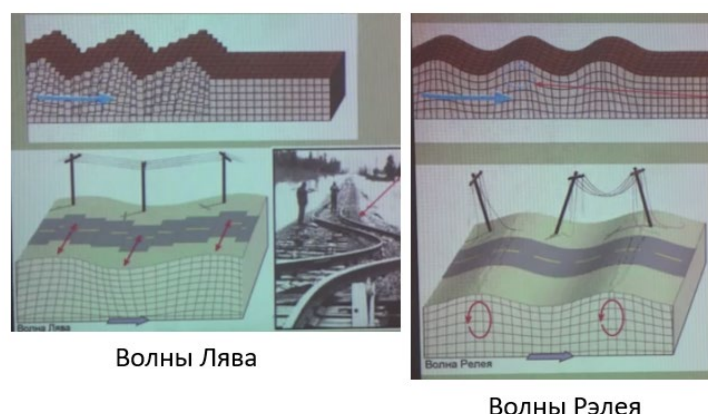


Рис. 9.10. Поверхностные волны

9.6. Методы изучения землетрясений (полевые и инструментальные)

Полевые методы. В основе - качественная оценка последствий землетрясения по его воздействию на людей, животных, рельеф, здания и другие объекты и сооружения. Для этого разработаны и приняты в различных районах мира шкалы интенсивности (внешнего эффекта) землетрясений (J), которая выражается в баллах. В США - Модифицированная шкала Меркалли (MM), в Европе - Европейская макросейсмическая шкала (EMS-98), в Японии – шкала Шиндо (Shindo). В России и сопредельных странах - 12-бальная шкала Медведева- Шпонхойера-Карника, которая была разработана в 1964 году (MSK-64).

На основании качественной оценки бальности строят карту интенсивности землетрясения (J). *Изосейсты* - линии одинаковой интенсивности землетрясения окружают эпицентр и ограничивают площади с одинаковым внешним сейсмическим эффектом. *Плейстосейстовая область* - область наибольших разрушений, прилегает к эпицентру.

Карта изосейст землетрясения в зоне Вранча (Румыния) 1977 года представлена на рис. 9.11. Ощущалось в Москве как IV бальное по MSK-64. Интенсивное землетрясение. Распознается по легкому дребезжанию и колебанию предметов, посуды и оконных стекол, скрипу дверей и стен. Внутри здания сотрясение ощущает большинство людей. Землетрясения в Москве: 1445, 1802, 1838, 1940, 1977, 1990. В Москве J ~ 2 балла, h - 600 км.

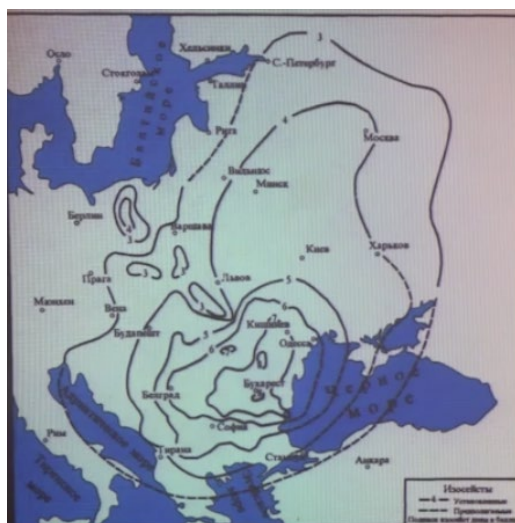


Рис. 9.11. Карта изосейст землетрясения в зоне Вранча (Румыния) 1977 года

Инструментальные методы изучения землетрясении. Первый прибор, способный улавливать колебания земной поверхности, был изобретен в 132 г. китайским астрономом Чжан Хэном. Прибор улавливал упругие волны от подземных толчков на расстоянии до 600 км. *Сейсмографы* - приборы, регистрирующие колебания земной поверхности появились в конце 19 века. Сейсмограф представляет собой следующий

механизм: на подставку маятника воздействуют сейсмические волны, что выводит ее из равновесия, маятник колеблется и острием записывает кривую колебаний на пленке или бумаге (рис. 9.12).

Сейсмограмма - непрерывная запись (с помощью сейсмографов) упругих колебаний Земли, вызванных землетрясением или взрывом смещение. По сейсмограмме определяют моменты прихода упругих волн, координаты эпицентра, глубину очага, его динамические параметры, энергию землетрясения (рис. 9.12.)

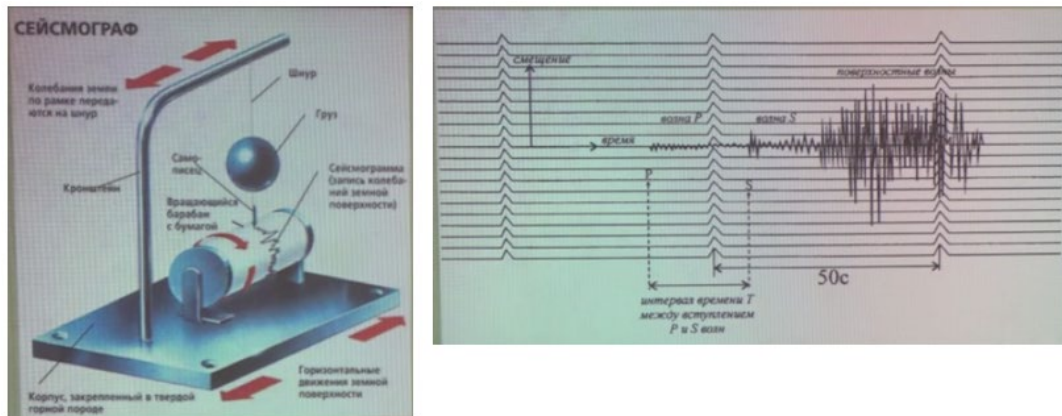


Рис. 9.12. Сейсмограф и сейсмограмма

Определение эпицентра землетрясения. Расстояние между источником сейсмических волн и станциями (эпицентральное расстояние) вычисляется по промежуткам времени прихода P и S волн. На каждой сеймостанции есть графики или таблицы (сейсмические годографы), выражающие зависимость между временем пробега S и P сейсмических волн и эпицентральным расстоянием. Радиусы окружностей вычисляются по сейсмограммам, полученным на трех станциях.

Определение глубины гипоцентра по Г.П. Горшкову осуществляется по формуле:

$$h = \sqrt{(tV_p)^2 - \Delta^2}$$

где h - глубина гипоцентра, t - время прихода продольных волн на станцию, V_p - средняя скорость продольных волн, Δ - эпицентральное расстояние.

Гипоцентры большинства землетрясений расположены на глубине 10-30 км. По глубине гипоцентра (фокуса) землетрясения делят на (рис. 9.13):

- 1) Мелкофокусные < 70 км
- 2) Промежуточные 70 - 300 км
- 3) Глубокофокусные > 300 км

Магнитуда (M) и сейсмическая энергия (E). В 1935 году Чарльз Френсис Рихтер (1900-1985), американский сейсмолог, предложил способ измерения энергии землетрясения, который не зависит от субъективных оценок. Сейсмограмма - запись упругих колебаний почвы при землетрясениях в виде пиков разной амплитуды. *Смещение почвы* - пик на сейсмограмме. Если принять за эталон (стандарт) какое-то

очень слабое землетрясение с амплитудой смещения A_0 , то все другие землетрясения с амплитудой A можно с ним сравнивать (отношение A/A_0).

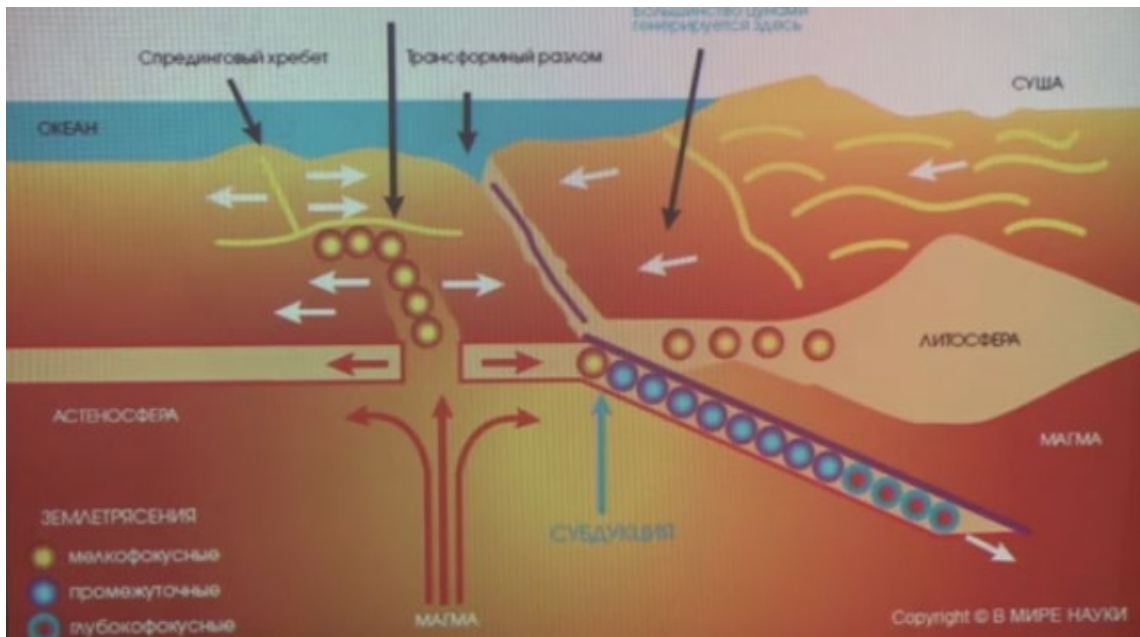


Рис. 9.13. Разделение землетрясений по глубине гипоцентра

На практике удобнее пользоваться логарифмом отношения A/A_0 , который и называется *магнитудой*:

$$M = \lg \frac{A}{A_0}$$

Магнитуда землетрясения, по Ч.Ф. Рихтеру, определяется как десятичный логарифм отношения максимальных амплитуд волн данного землетрясения (A) к амплитуде таких же волн некоторого стандартного землетрясения (A_0). Магнитуда - безразмерная величина, она *не измеряется в баллах*.

Чем больше размах волны, тем больше смещение почвы и больше пик на сейсмограмме. Магнитуда землетрясения - величина, характеризующая энергию, выделившуюся при землетрясении в виде сейсмических волн. Для расчета магнитуды на каждой сейсмической станции имеются сложные поправочные формулы, учитывающие расстояние до эпицентра и направление на него, глубину очага и местные геологические условия. *Номограмма для определения магнитуды землетрясения по записи на сейсмограмме*:

- 1) Фиксируется разница во времени прихода на сейсмоприемник P и S волн (S-P), ставится точка 1
- 2) Измеряется максимальная амплитуда S волны на сейсмограмме, ставится точка 2
- 3) Точки 1 и 2 соединяются прямой линией, которая в месте пересечения со шкалой даст искомое значение магнитуды

Магнитуда не является прямым показателем интенсивности (J_0) землетрясения на поверхности. *Интенсивность землетрясения в эпицентре* (J_0) зависит не только от магнитуды (M), но и от глубины очага (h). Интенсивность (J_0), магнитуда (M) и глубина очага (h) связаны соотношением (по Н.В. Шебалину):

$$J_0 = aM - b \log h + c,$$

где a , b и c - коэффициенты, определенные эмпирически для конкретного района.

В зависимости от глубины очага (h) интенсивность землетрясений (J_0) с одинаковой магнитудой (M) на поверхности может различаться на несколько баллов. Изменение амплитуды колебаний поверхностных волн приведено на рис. 9.14.

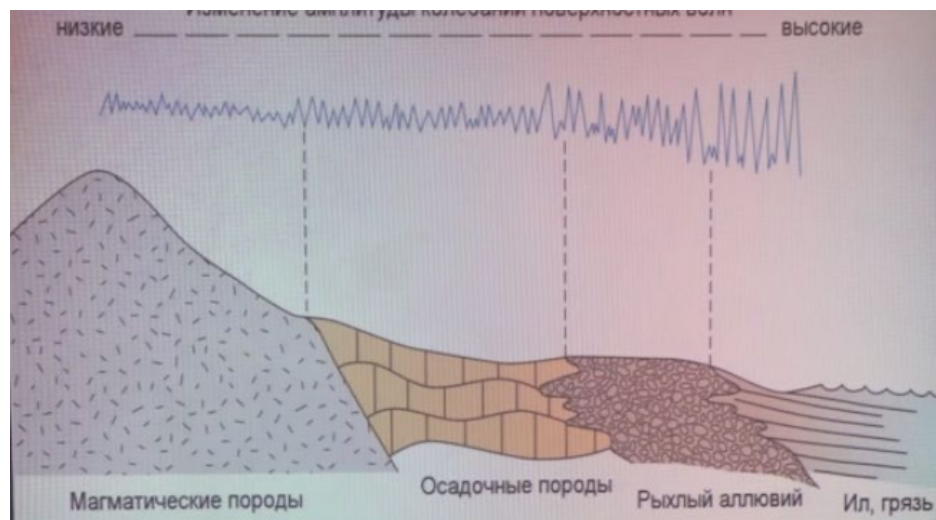


Рис. 9.14. Изменение амплитуды колебаний поверхностных волн

Энергия землетрясений. Анализ сейсмограмм позволяет оценить и величину упругой энергии землетрясения. Энергия исчисляется в эргах и джоулях (1 эрг = 1 дина/см; 1 дж = 10 эрг). Часть выделившейся энергии, помимо формирования сейсмических волн, расходуется на преодоление сил трения в очаге, на пластические деформации, на выделение тепла. Примеры энергии землетрясений представлены на рис. 9.15. Эмпирически было получено соотношение между энергией землетрясения (E) и его магнитудой (M):

$$\lg E = a + BM$$

Коэффициенты a и B у различных авторов отличаются. Лучший вариант:

$$\lg E = 11 + 1,6M, \text{ (по Г.П. Горшкову)}$$

$$\lg E = 4,8 + 1,5Ms, \text{ (по Б. Гутенбергу и Ч. Рихтеру)}$$

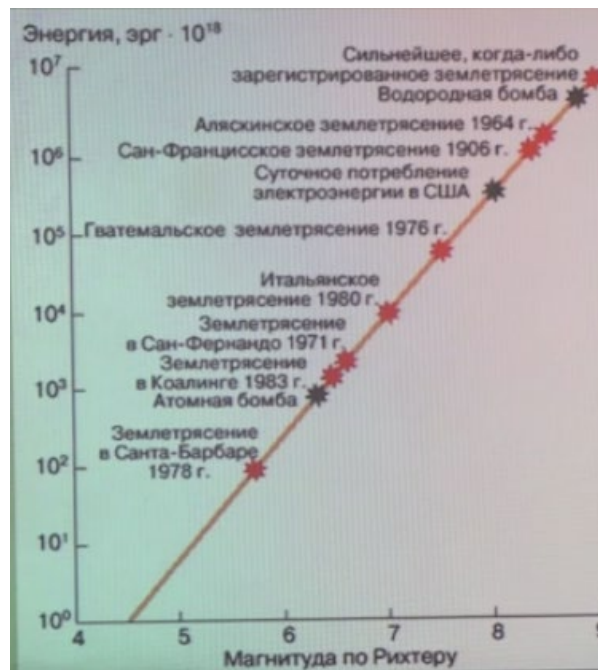


Рис. 9.15. Соотношение между энергией землетрясения (E) и магнитудой (M)

9.7. Географическое распределение и тектонические режимы землетрясений

Схема размещения эпицентров 358 214 землетрясений на поверхности Земли (1963-1998 г.г.) представлена на рис. 9.16:

- 1) Тихоокеанское кольцо (75%),
- 2) Средиземноморско-Индонезийский пояс (15%)
- 3) Срединно-океанские хребты (5%),
- 4) Сейсмогенные разрывы (трансформные разломы срединно-океанских хребтов, крупные сдвиги на континентах, рифтовые зоны континентов и
- 5) Вулканические области (5%)

Геологическая позиция землетрясений. Эпицентры 95% землетрясений расположены на границах литосферных плит. Внутри плит - 5%. Типы границ литосферных плит приведены на рис. 9.17:

1. Срединно-океанский хребет
2. Активная континентальная окраина
3. Трансформный разлом

Дивергентная граница – происходит раздвигание литосферы и рождение океанской коры. *Конвергентная граница* – океанская литосфера уходит под континентальную, активные континентальные окраины. *Сколловые границы (трансформные разломы)* пересекают зоны срединно-океанских хребтов, смещая их рифтовые долины.

Геодинамические режимы землетрясений. *Конвергентные границы* - режимы сжатия. 90% всех землетрясений связаны с Тихоокеанским кольцом или

Средиземноморско-Гималайским поясом. Происходит подвиг (субдукция) океанской литосферы под континентальную литосферу.

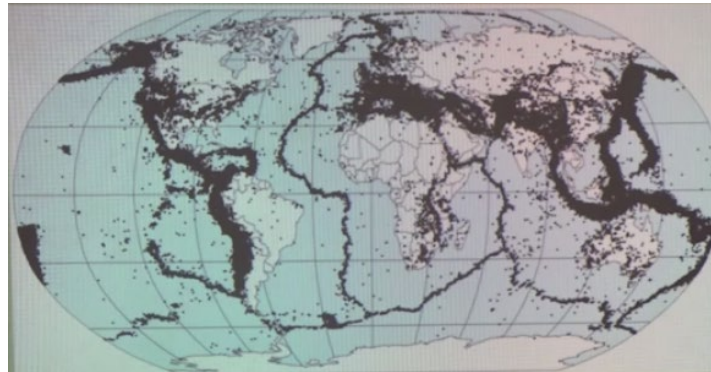


Рис. 9.16. Схема размещения эпицентров землетрясений на поверхности Земли (1963-1988 г.г.)



Рис. 9.17. Типы границ литосферных плит

Распределение по глубине гипоцентров землетрясений Курильских и Японских островов: многочисленные землетрясения глубиной до 70 км. Редкие промежуточные и все глубокие землетрясения более 300 км.

Средиземноморский пояс - место столкновения (коллизии, условия сжатия) Евразийской и Африканской континентальных плит.

Дивергентные границы - режимы растяжения (5%):

- 1) Срединно-океанские хребты. В рифтовых долинах СОХ идет растяжение (спрединг) океанской литосферы. Все землетрясения мелкофокусные (в пределах коры) и небольшой магнитуды
- 2) Рифтовые системы континентов

Режимы горизонтальных сколов:

- 1) *Трансформные разломы в океанах.* Трансформные разломы идут перпендикулярно срединно-океаническим хребтам (СОХ) и разбивают их на сегменты шириной в среднем 400 км. Между сегментами хребта

находится активная часть трансформного разлома. На этом участке постоянно происходят землетрясения.

2) Крупные сдвиги континентов

9.8. Прогноз землетрясений, сейсмоопасные районы России

Прогноз землетрясений - заблаговременное предсказание:

- места,
- интенсивности,
- времени сейсмического события

Ответ на первые два вопроса дает *сейсмическое районирование*. Сейсмическое районирование позволяет прогнозировать, какой максимальной интенсивности могут достичь землетрясения в том или ином районе в будущем. Для создания карт сейсмического районирования используют не только инструментальные данные по современным землетрясениям. Собираются исторические и геологические сведения по всем землетрясениям, когда-либо происходившим в данном районе.

На рис. 9.18 представлена карта общего сейсмического районирования (ОСР) России. По историческим и инструментальным современным данным предполагается, что существуют области, где уже были землетрясения 8-10 баллов, следовательно, они могут повториться. 15% территории находится в зоне разрушительных землетрясений интенсивностью 8-10 баллов. Карты ОСР постоянно обновляются и уточняются. Карты сейсмического районирования служат для максимального снижения ущерба от землетрясений. Для отдельных регионов детально изучаются геолого-геофизические условия возникновения землетрясений

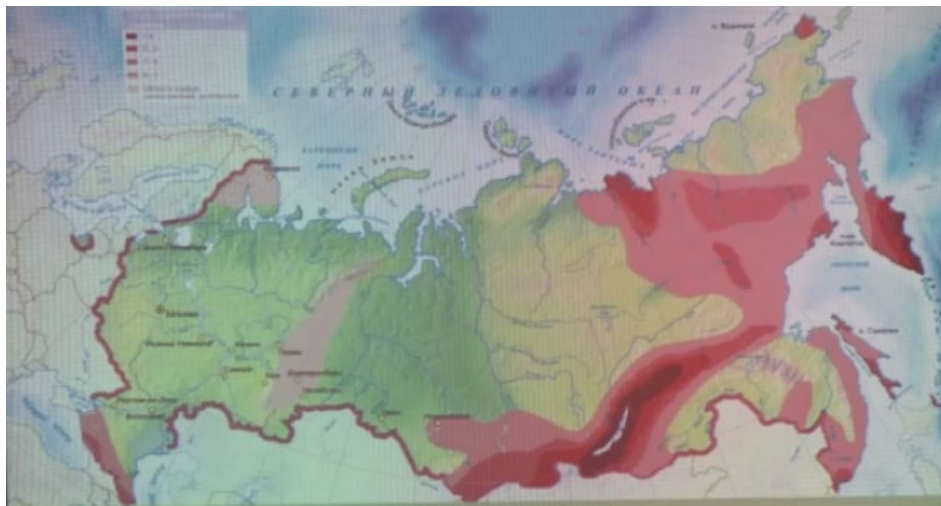


Рис. 9.18. Карта общего сейсмического районирования России

9.9. Представление землетрясений, которые можно использовать для среднесрочного (в пределах года, месяцев) и краткосрочного (дни) прогноза

Физические признаки, используемые при прогнозе землетрясений (по Б. Болту), представлены на рис. 9.19. Несмотря на значительные усилия сейсмологов, пока невозможно дать прогноз с точностью до дня или месяца. Предвестники существуют, но до сих пор они плохо работают.

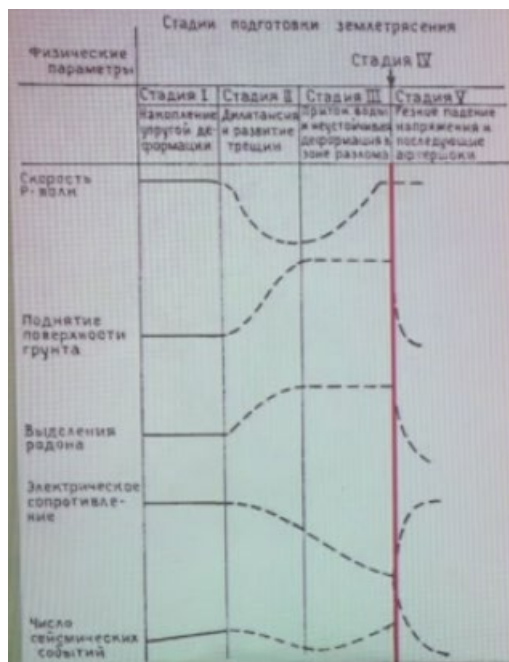


Рис. 9.19. Физические признаки, используемые при прогнозе землетрясений (по Б. Болту)

Лекция 10. Основные структурные элементы литосферы Земли

10.1. Геология. Общие сведения

Распределение площадей поверхности Земли по высотным уровням приведено на рис. 10.1. Гипсографическая кривая поверхности Земли, построенная по гистограмме встречаемости (слева), показывает долю (в%) поверхности, лежащей выше или ниже любого уровня.

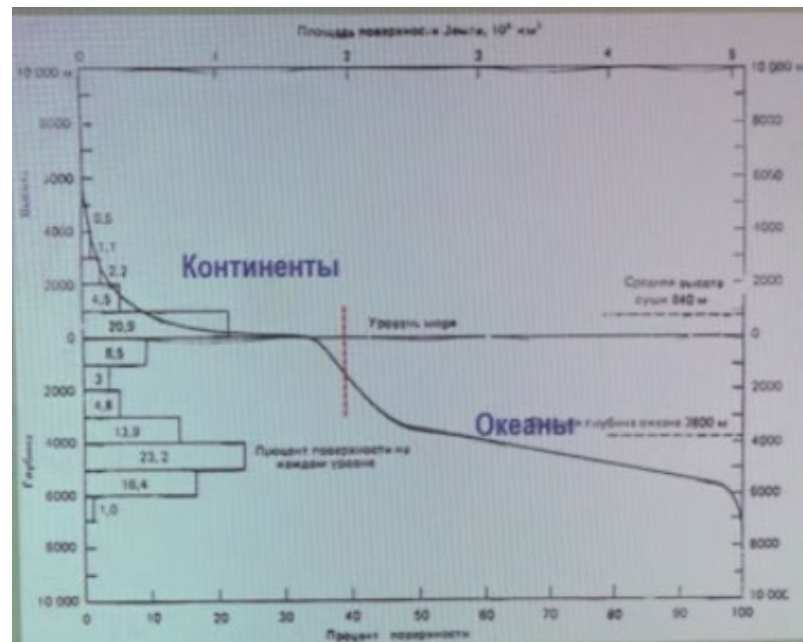


Рис. 10.1. Распределение площадей поверхности Земли по высотным уровням

Геология - комплекс наук о Земле, изучающих её состав, строение и закономерности развития. Для прямых наблюдений доступна только часть верхней твердой оболочки Земли - земная кора. Самая высокая вершина - Эверест 8 848 м, самая глубокая впадина - Марианская 11022 м.

Соотношение магматических, метаморфических и осадочных горных пород в объёме земной коры и на её поверхности представлено на рис. 10.2. На современной поверхности континентов Земли осадочные породы занимают 75% площади, магматические и метаморфические 25%. В океанах осадки покрывают ~100% площади дна.

Осадочные породы отсутствуют только:

- на щитах древних платформ континентов
- в осевых зонах некоторых срединно-океанских хребтов

Стратисфера – слоистая осадочная оболочка Земли. Максимальная мощность - 20 км.

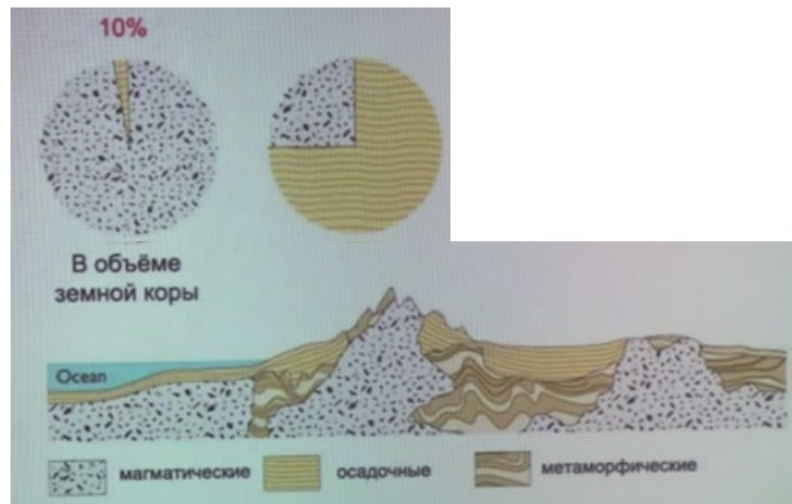


Рис. 10.2. Соотношение магматических, метаморфических и осадочных горных пород в объёме земной коры и на её поверхности

10.2. Объекты, доступные для прямого изучения

I. На континентах

- 1) Первый слой континентальной коры (практически вся стратисфера)
- 2) Второй слой континентальной коры (AR - PR1 породы на щитах - выступах кристаллического фундамента древних платформ континентов)
- 3) *Кимберлитовые трубки* - трубки взрыва, выносящие на поверхность с глубин 150 - 200 км обломки вмещающих пород (*ксенолиты*). Трубка Мир (г. Мирный, Якутия) - крупнейшее по объемам сырья и размерам рудного тела месторождение алмазов в России. Открыто в 1955 году (Ю. И. Хабардин, Е. Н. Елагина, В. П. Авдеенко), глубина 535 м и диаметр 1. Зарница - открыта ленинградским геологом Л.А. Попугаевой 21 августа 1954 года.
- 4) Метеориты. В сутки на Землю падает 5-6 тонн космической пыли, или 2 тысячи тонн в год. Альенде (Allende) - метеорит класса углистых хондритов. Упал в Чиуауа, Мексика 8 февраля 1969 года. Общая масса оценивается в 5 тонн, ~3 тонны были собраны. Это самый древний из обнаруженных метеоритов (и вообще тел Солнечной системы): его возраст ~ 4,567 млрд лет.
- 5) Самая глубокая шахта в мире - «Тау-Тона» (ЮАР) ~ 5 000 м. Расположена в 50 км к юго-западу от Йоханнесбурга, между городами Вестонария и Фандербейлпарк.
- 6) Самая глубокая скважина в мире - Кольская 12 262 м. Диаметр (Ø) в устье - 720 мм, Ø в забое - 215,9 мм.

II. В океанах:

Глубоководное бурение с 1968 года. Стал известен вещественный состав океанической коры (судна «Гломар Челленджер», 1968-1983, «Джойдес Резолюшн» с 1985 года). С 1968 года пробурено более 2000 скважин. Исследование происходит по средствам отбора керна. Кроме того, применяются различные виды драгирования – подъем образцов со дна Мирового океана. Также, существовали и существуют специальные подводные лодки: 1958 год Подводная лодка С-148 «Северянка», 1976 год подводная лодка «Бентос-300». Используются управляемые глубоководные обитаемые аппараты: «Пайсис» (лат. Pisces - Рыбы) - серия канадских научно-исследовательских подводных обитаемых аппаратов, «Мир» - серия российских научно-исследовательских подводных глубоководных обитаемых аппаратов, Элвин (англ. DSV-2 Alvin) - в 1979 году во время экспедиции под руководством Роберта Балларда в восточной части Тихого океана (район Галапагосских островов) на глубине более 2000 метров Элвином были обнаружены первые гидротермальные источники, у устьев которых формируются массивные полиметаллические сульфидные залежи. Курильщики (рис. 10.3):

- Черные, $t \sim 400^{\circ} \text{C}$ взвесь сульфидов железа, меди и никеля
- Белые, $t \sim 200 - 300^{\circ} \text{C}$, сульфиды цинка и марганца

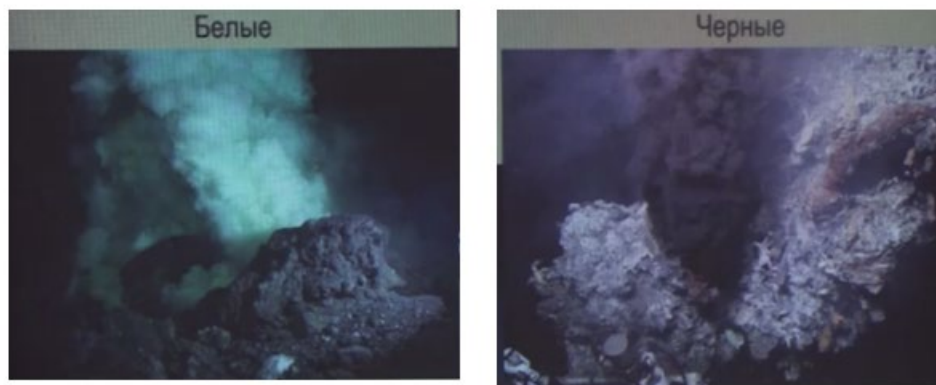


Рис. 10.3. Курильщики

10.3. Косвенные методы изучения

Косвенные методы изучения: методы физики, химии, экспериментальной петрологии. Преимущественно представления о строении, составе и физическом состоянии недр Земли основываются на данных комплекса геофизических и геохимических методов. В основном на данных комплекса геофизических методов: гравиметрии, магнитометрии, электрометрии, термометрии, сейсмологии и сейсмометрии. Главные - *сейсмология и сейсмометрия* - методы, основанные на регистрации времени распространения в теле Земли упругих волн, вызываемых землетрясениями или искусственными взрывами.

Волны - направленные возмущения в какой-либо среде, переносящие энергию без переноса массы. Упругие волны (звуковые) - волны, распространяющиеся в упругой среде, переносящие энергию и механические возмущения (деформации).

Наиболее распространёнными типами упругих волн в теле Земли являются: *объемные волны* (С-Д. Пуассон, 1828) - волны, распространяющиеся во всем объеме Земли и *поверхностные волны* - *Рэлея* (Джон Уильям Стратт, 3-й барон Рэлей, 1885) и *Лява* (Огастес Эдвард Хаф Лява, 1911) - волны, распространяющиеся вдоль поверхности твёрдого тела или вдоль границ разных сред.

Объемные сейсмические волны возникают в очаге землетрясения размером в несколько км. Распространяются во все стороны. Проходят через весь объем Земли. Объемные волны непрерывно разбегаются от источника, образуя сферический волновой фронт.

По типу деформации объемные волны делят на продольные (*P-волны*) и поперечные (*S-волны*). *P-волны* (первичные (primary) волны, волны сжатия - разрежения) представляют собой процесс колебания частиц вещества вдоль направления распространения волны. Такие колебания приводят к сжатию и разряжению вещества под действием нормальных напряжений:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}},$$

Где K - модуль всестороннего сжатия, μ - модуль сдвига, ρ - плотность.

P-волны отвечают за изменения формы и объема вещества при деформациях. Скорости распространения *P-волн* 5-13 км/с. Поскольку изменению объема сопротивляются любые вещества, продольные волны проходят через любые среды.

Поперечные S-волны (вторичные (secondary) волны, волны сдвига). Процесс колебаний частиц вещества поперек направления распространения волны. Такие движения происходят под действием касательных напряжений, отвечающих за изменение только формы вещества:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Модуль сдвига (μ) в жидкостях и газах равен 0. Жидкости и газы изменению формы не сопротивляются, поперечные волны через такие среды не проходят. V_s в жидкостях и газах = 0. Скорость распространения *S-волн* 3.2-7.3 км/с $V_p > V_s$ всегда - в 1,7 раза.

Вывод: в жидких и газообразных средах может распространяться только один тип объёмных упругих волн - продольные волны.

В начале XX в. была начата разработка модели оболочечного строения Земли. Схема прохождения объёмных сейсмических волн через геосферы приведена на рис. 10.4.

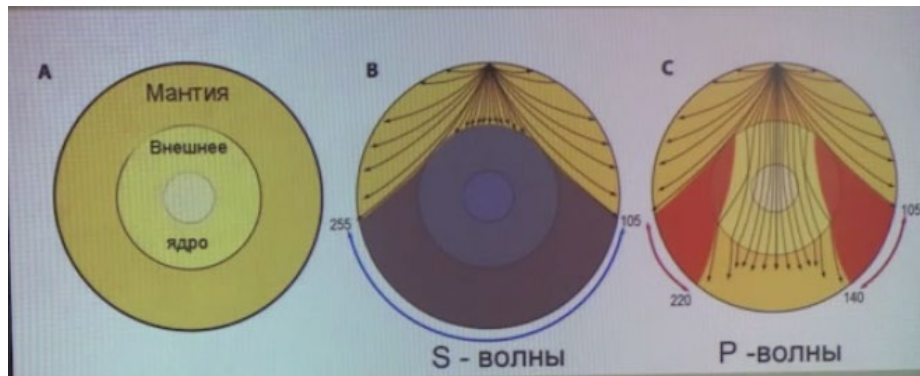


Рис. 10.4. Схема прохождения объёмных сейсмических волн через геосферы

В 1909 г. хорватский геофизик Андрей МОХОРОВИЧИЧ выделил подошву земной коры «Граница Мохоровичича». V_p изменялась с-6,7 км/с до ~8,2 км/с, V_s изменялась с-3,6 км/с до ~4,7 км/с. В 1914 г. Бено Гутенберг немецко-американский сейсмолог на глубине 2900 км выделил границу ядро-мантия. V_p скачкообразно падала с ~13,6 км/с до ~8,1 км/с. S-волны исчезали (рис. 10.5).

В 1923 г. Виктор Конрад австрийско-американский геофизик выделил границу между гранитно-метаморфическим и гранулитно-базитовым слоями - «граница Конрада». В 1936 г. Инге Леманн, датский геофизик, определила границу твердого внутреннего ядра (рис. 10.5).

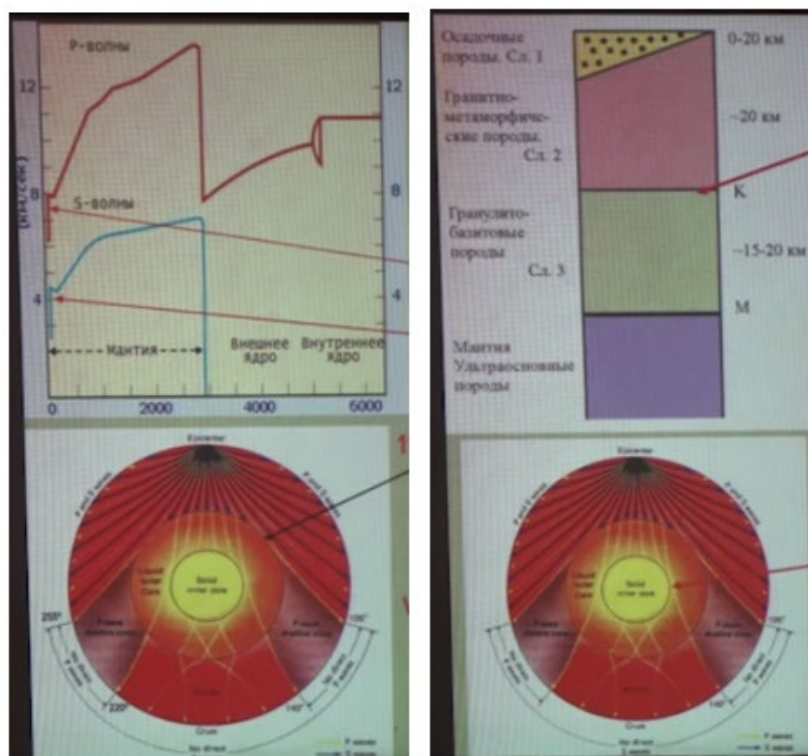


Рис. 10.5. Границы внутренних оболочек Земли

В 1914 г. Джозеф БАРРЕЛЛ для объяснения изостазии и топографии Земли предположил наличие *литосферы и астеносферы*. *Литосфера* (от греч. lithos - камень) - верхняя каменная, твердая оболочка Земли, включающая земную кору и часть верхней мантии (надастеносферный слой). Литосфера подстилается *астеносферой* (рис. 10.6).



Рис. 10.6. Литосфера и астеносфера

Существование астеносферы подтвердил Б. Гутенберг (Слой Гутенберга, 1926). Интервал глубин от ~ 75 до $\sim 350-400$ км. Этот интервал характеризуется резким снижением скоростей S-волн. *Астеносфера* (от греч. asthenes, - слабый) - слой обладающий пониженной прочностью и вязкостью (Low Velocity Zone).

Вероятно, астеносфера находится в частично расплавленном состоянии и в геологическом масштабе времени ведет себя как вязкая жидкость. Астеносфера способна к медленному течению из областей высокого давления в области пониженного давления, выравнивая его. Астеносфера - главная область рождения первичных магматических расплавов основного состава.

Капли расплава легче твёрдых пород, его окружающих. Разность плотностей составляет около $0,5 \text{ г/см}^3$. Вязкость расплава, определяющая его подвижность, на 10-20 порядков ниже вязкости твёрдых пород, поэтому магматические очаги механически неустойчивы. Расплав, возникающий при частичном плавлении, выжимается из межзернового пространства и под действием силы тяжести просачивается вверх. Капли расплава сливаются вместе, образуются крупные магматические очаги, обладающие, как более лёгкая жидкость, некоторым избыточным давлением. Расплав пробивается вверх, используя трещинные каналы и раздвигая их стенки.

В начале 40-х годов К. Буллен предложил сейсмическую модель строения Земли (рис. 10.7). Согласно этой модели, Земля разделялась на зоны, которые обозначались буквами. Переходная зона (С) - «слой Голицына» Б.Б. Голицын (1914).

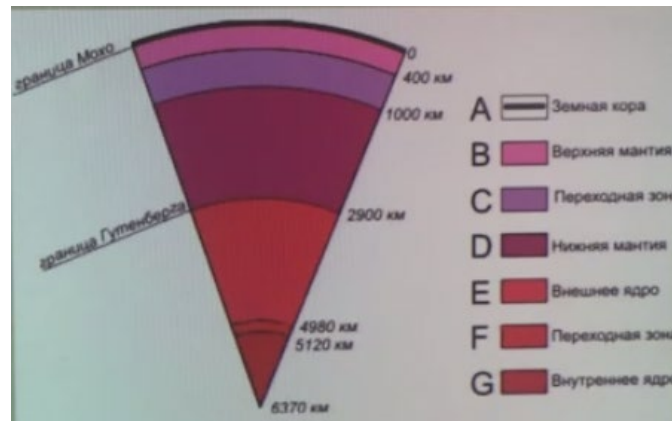


Рис. 10.7. Сейсмическая модель строения Земли К. Буллена

Модель глубинного строения Земли, усовершенствованная Джеффрисом -
 Модель Джеффриса-Буллена (1959-1969 г.) (рис. 10.8):

- А - земная кора (0-75 км). Средняя 35 км
- В - верхняя часть верхней мантии, включая астеносферу (0-410 км)
- С - нижняя часть верхней мантии (410-660 км)
- D' - нижняя мантия (660-2700 км)
- D'' - переходный слой (2700-2900 км)
- Е - внешнее ядро (2900-4980 км), обладающее свойствами жидкости
- F - переходный слой (4980-5146 км)
- G - внутреннее твёрдое ядро

Цифры слева - доля в % от массы Земли. Это стандартная модель Земли Международной ассоциации сейсмологии и физики недр Земли (IASP91).

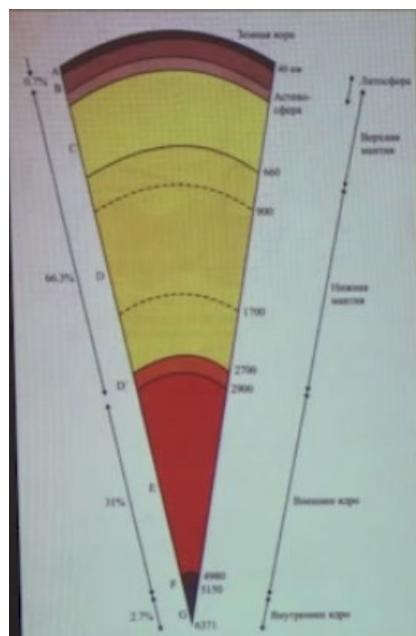


Рис. 10.8. Модель Джеффриса-Буллена

Создание общей модели оболочечного строения Земли по сейсмическим данным - главное достижение геофизики первой половины XX века.

10.4. Геофизические исследования в океанах

Разновидности геофизических исследований в океанах представлены на рис. 10.9 – сейсмические исследования и исследования магнитного поля (линейные полосовые магнитные аномалии океанической коры, параллельные осям СОХ и симметричные по отношению к ним).



Рис. 10.9. Геофизические исследования в океанах

Океанская кора отличается от континентальной не только строением, в океанической коре отсутствует гранито-гнейсовый слой, но и возрастом. Возраст континентальной коры составляет 2-4 млрд. лет. Возраст океанской коры - менее 180 млн. лет.

Континентальная земная кора (рис. 10.10):

Верхняя часть (слои 1 и 2). Мощность известна по данным геофизики и бурения. Состав известен из непосредственных наблюдений. Осадочные породы (~10% массы), магматические (~45%), метаморфические (~45%). Среди осадочных преобладают глины и глинистые сланцы + пески и песчаники (>80% массы). Среди магматических - граниты и базальты (>85% массы). Среди метаморфических - кристаллические сланцы и гнейсы

Нижняя часть (слой 3). Мощность известна по данным геофизики. Конкретный состав неизвестен. По данным геофизики состоит из пород, физические свойства которых близки к свойствам метаморфизованных базальтов (гранулит-базитовый слой). Возраст пород континентальной коры до 4 млрд. лет

Океаническая кора (рис. 10.10):

Строение проще, чем континентальной. Мощность 1 и 2 слоя известна по данным геофизики и бурения, 3 – по данным геофизики. *Верхний слой (1)* - осадочные породы, химический состав которых хорошо известен. Состав пород слоёв 2 и 3 также хорошо известен по данным бурения и драгирования. Это геохимически однородные базальты. Возраст океанической коры <180 млн. лет.

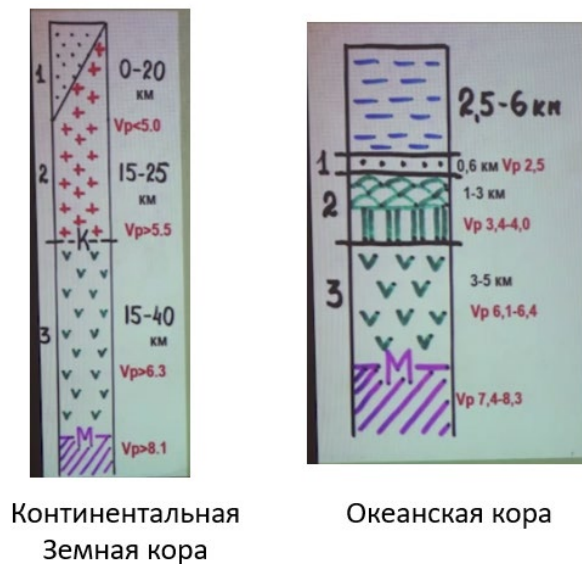


Рис. 10.10. Континентальная и океаническая кора

Практическое подтверждение теоретической модели строения океанической коры: Скважина 504-В у берегов Коста-Рики в Тихом океане при глубине океана 3470 м, прошла 1350 м до забоя и вскрыла долериты низов дайкового комплекса 2-го океанического слоя в интервале глубин 850 - 1350 м. Позднее в Индийском океане бурением были вскрыты и габброиды 3-го слоя коры.

10.5. Континенты и океаны

Существенные отличия континентальной и океанической коры показывают, что основными структурными элементами земной литосферы являются континенты и океаны, понимаемые в геофизическом смысле. С точки зрения географии: океаны - 71%, континенты - 29% площади Земли. Определения географические:

Континент (от лат. *continen*s - объемлющий, непрерывный) - крупный массив земной коры, большая часть которого не покрыта океаном, а окраины находятся ниже уровня океана.

Океан (др.-греч. *Οκεανός*, от имени древнегреческого божества Океана) - крупнейший водный объект, составляющий часть Мирового океана, расположенный среди материков, обладающий системой циркуляции вод и другими специфическими особенностями. Океан находится в непрерывном взаимодействии с атмосферой и земной корой.

С точки зрения геологии: *граница континент-океан* проходит не по береговой линии, а по зоне выклинивания континентальной коры. Обычно — это средняя часть континентального склона. *Шельф* - часть континента, т.к. подстилается корой и литосферой континентального типа. В таком понимании области, сложенные континентальной корой (континенты), занимают 44%, а области океанической коры (океаны) - 56% поверхности Земли.

Максимальная ширина шельфа у арктического побережья России (Баренцево море - 800-1000 км). Поверхность шельфа - обычно аккумулятивная равнина, сложенная морскими осадками. В его пределах встречаются: древние береговые линии затопленных морских террас, подводные продолжения речных долин, другие формы рельефа континентального или прибрежно-морского происхождения.

На начальных этапах исследований выделялись два главных типа земной коры - континентальный и океанический. В последующем были выделены еще два типа - *субокеанический* и *субконтинентальный*, характерные для переходных зон континент-океан и впадин окраинных и внутренних морей (рис. 10.11). Основные структурные элементы Земли по типу строения коры приведены на рис. 10.11.



Основные элементы литосферы

Тип коры	Океаническая	Переходная	Континентальная
Структуры I порядка	Океаны		Континенты
Структуры II порядка (их морфологическое выражение)	1) Океанические платформы (абиссальные равнины океанов) 2) Океанические орогенные пояса (срединно-океанические хребты)	1) Области перехода континент-океан (подводные окраины атлантического типа и подводные окраины Тихоокеанского типа) 2) Реликты древних океанов (глубоководные впадины некоторых внутренних морей)	1) Континентальные платформы (равнины, возвышенности и плоскогорья) 2) Континентальные орогенные пояса : а) Первичные (складчатые) орогены (складчатые горы); б) Вторичные (эпиплатформенные) орогены (альпийские горы).

Основные структурные элементы Земли (по типу строения коры)

Рис. 10.11. Основные элементы литосферы и структурные элементы Земли

Литосферу можно разделить и по-другому (не по типу строения коры), а по геодинамическому принципу на отдельные литосферные плиты. Плиты разделены

швами, к которым приурочена вся основная тектоническая (в том числе сейсмическая) активность и магматическая активность (рис. 10.12). На рисунке показаны зоны океанских хребтов и зоны, где происходит взаимодействие океанской коры и континентальной.

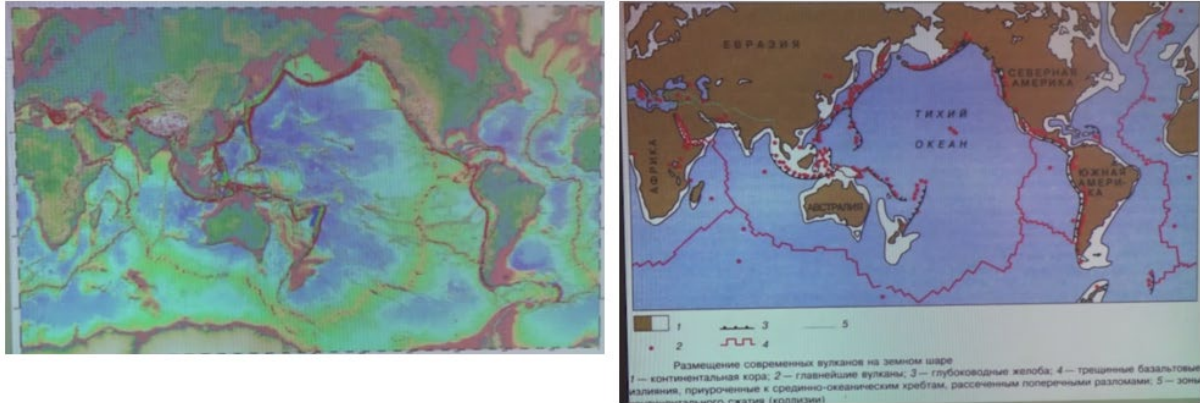


Рис. 10.12. Разделение по геодинамическому принципу

Основание для проведения границ литосферных плит – распределение эпицентров землетрясений на поверхности Земли. Эпицентры (95%) концентрируются в узких полосах вдоль границ плит, внутри плит их практически нет. Анализ напряжений в очагах землетрясений показывает, что литосферные плиты испытывают относительно друг друга смещения трёх типов (рис. 10.13):

1. Раздвиг (дивергентные границы) – *спрединг*. В рифтовых зонах срединно-океанских хребтов, в Красном море, Аденском и Калифорнийском заливах и др. Причины растяжения литосферы в осевых рифтовых долинах СОХ - *осевые магматические камеры*.
2. Сближение (конвергентные границы) - субдукция и коллизия. *Субдукция* - погружение океанской литосферы под континентальную. В рельефе граница погружения фиксируется глубоководными желобами и сейсмофокальными зонами Беньофа. *Коллизия* – процесс столкновения двух континентальных плит. Океан полностью закрылся, океанской коры нет, ее остатки наблюдаются в виде офиолитовых площадей.
3. Сдвиг в горизонтальном направлении (*трансформные границы*) - границы скольжения одной литосферной плиты относительно другой. Трансформные разломы в океанах идут перпендикулярно срединно-океаническим хребтам (СОХ) и разбивают их на сегменты шириной в среднем 400 км. Между сегментами хребта находится активная часть трансформного разлома.

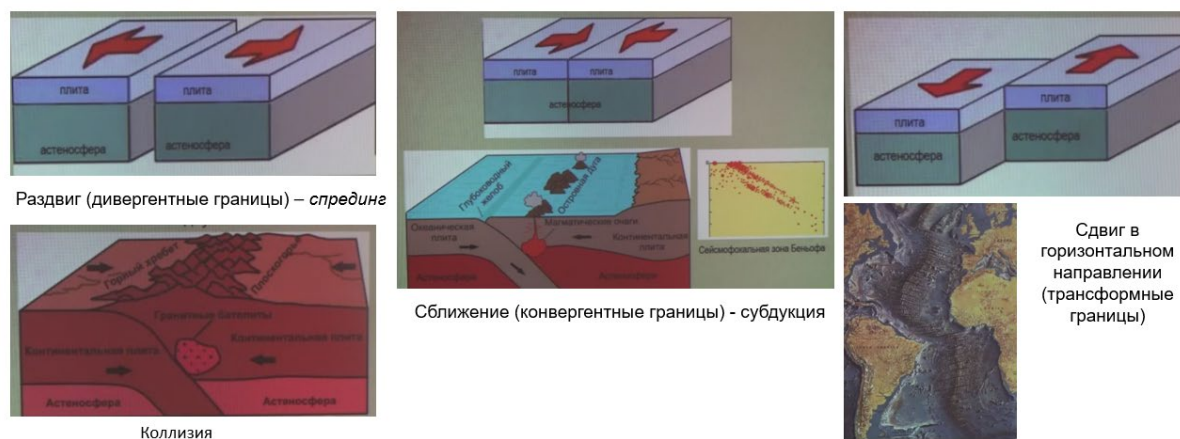


Рис. 10.13. Смещения трех типов

Конвергентные границы:

- Большинство на периферии Тихого океана - субдукция
- Малые и Южные Антиллы Атлантического океана - субдукция
- Зондская дуга Индийского океана - субдукция
- Западная часть (субдукция) и Восточная часть Альпийско-Гималайского складчатого пояса – коллизия.

В современной структуре Земли выделяют 7 основных плит: Тихоокеанскую, Северо-американскую, Евразийскую, Африканскую, Антарктическую, Австралийскую и Южно-американскую. Площадь основных литосферных плит представлена в Таблице 10.1. Основные плиты делятся на ряд более мелких, а те в свою очередь на микроплиты. Строение литосферной плиты представлено на рис.10.14. Все плиты, кроме Тихоокеанской, включают как континентальные, так и океанские участки. Основная площадь плит в пределах континентов и океанов принадлежит устойчивым блокам коры и литосферы - континентальным и океанским (ложе Мирового океана) платформам.

Таблица 10.1. Площадь основных литосферных плит

Название плиты	Площадь, 10 ⁵ км ²	Зона покрытия
Африканская плита	61,3	Африка
Антарктическая плита	60,9	Антарктика
Австралийская плита	47,2	Австралия
Евразийская плита	67,8	Азия и Европа
Северо-Американская плита	75,9	Северная Америка и северо-восточная Сибирь
Южно-Американская плита	43,6	Южная Америка
Тихоокеанская плита	103,3	Тихий океан

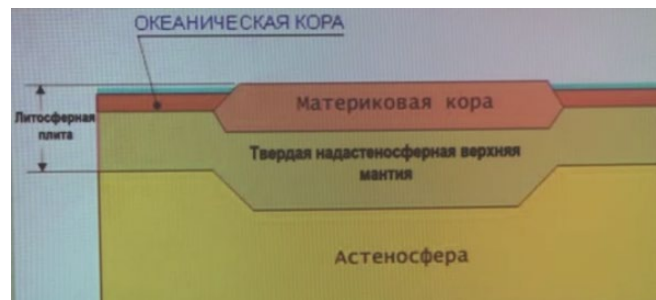


Рис. 10.14. Литосферная плита

Основная площадь плит в пределах континентов и океанов принадлежит устойчивым блокам коры и литосферы - континентальным и океанским (ложе Мирового океана) платформам. Океанские платформы (ложе Мирового океана) располагаются между подножиями СОХ и подводными окраинами континентов. Важнейшими элементами рельефа ложа океана являются: глубоководные котловины, разделённые срединно-океаническими хребтами, вулканическими поднятиями и линейными хребтами. Холмистый или слабо холмистый, часто довольно ровный рельеф характерен для глубоководных котловин (рис. 10.15).

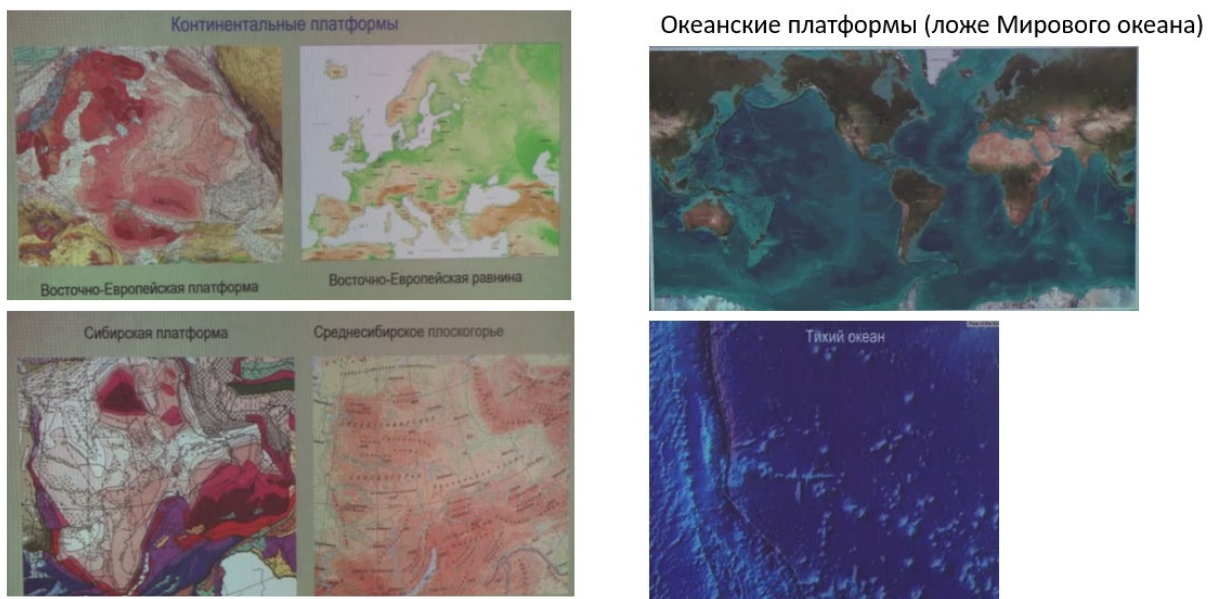


Рис. 10.15. Континентальные и океанские платформы

Континентальные и океанические платформы отличаются субгоризонтальным положением границы Мохо. Они практически асейсмичны. Платформы обладают выдержанной мощностью коры соответственно 30-40 и 5-10 км и однообразным строением земной коры. Именно к ним относятся понятия о типичной континентальной и океанской коре. К границам между литосферными плитами в океанах приурочены срединно-океанические хребты. В настоящее время они тектонически и вулканически активны, т.е. представляют собой современные внутриокеанские подвижные пояса.

Основные особенности строения срединно-океанических хребтов определяются скоростями растяжения (спрединга) (рис. 10.16): быстрая (8 -16 см/год) - в центре по оси хребта – поднятие (ВТП), средняя (5 - 8 см/год) САХ, медленная (1 - 5 см/год). В центре - глубокое узкое ущелье шириной от 10 до 50 км и глубиной от 500 до 2000 и более метров (рифт).

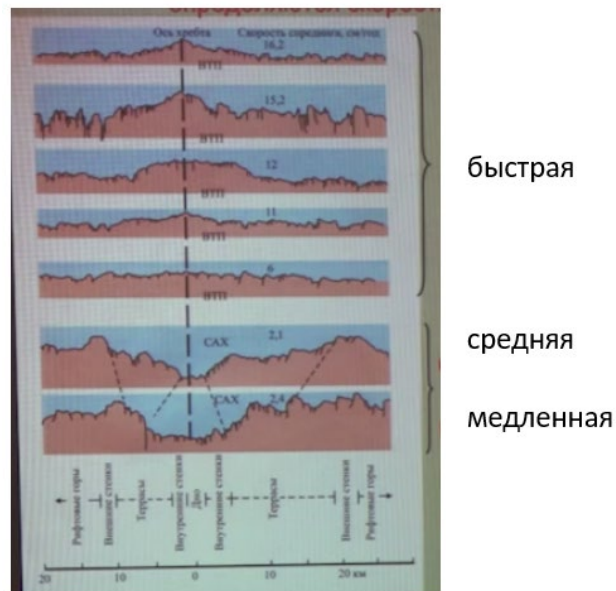


Рис. 10.16. Скорости спрединга

Местами срединно-океанические хребты поднимаются на поверхность океана в виде островов (Вознесения, Буве, Исландия). В переходных зонах между океанами и континентами, в тылу зон Бенъофа, проявляющихся в рельефе в виде глубоководных желобов, протягиваются тектонически и магматически активные современные подвижные пояса окраинно-континентального типа. Современные окраинно-континентальные подвижные пояса по периферии Тихоокеанской литосферной плиты представлены на рис. 10.17.

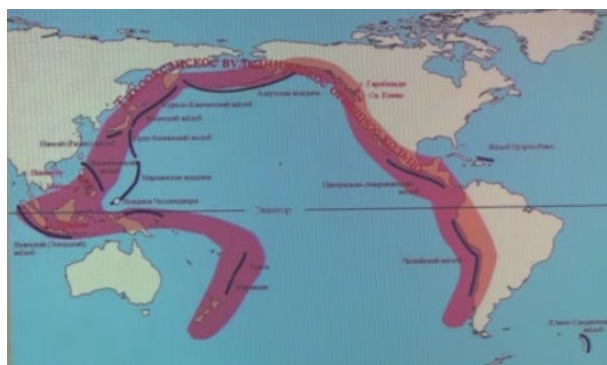


Рис. 10.17. Современные окраинно-континентальные подвижные пояса по периферии Тихоокеанской литосферной плиты

Континентальная окраина западно-тихоокеанского типа. Островодужный тип активной континентальной окраины. Сложное строение. Окраинные моря, островные дуги, глубоководные желоба (рис. 10.18).

Континентальная окраина восточно-тихоокеанского типа. Приконтинентальный (андийский) тип активной окраин. Простое строение. Глубоководный желоб, переходящий в континентальный (рис. 10.18).



Рис. 10.18. Островодужная (слева) и приконтинентальная (справа) окраины

Межконтинентальный Альпийско-Индонезийский подвижный пояс состоит из трех главных отрезков:

1. Западного - Средиземноморского (частично субдукционный, частично коллизионный)
2. Центрального - Памиро - Гималайского (коллизионный)
3. Восточного - Индонезийского (субдукционный)

Западная Средиземноморская часть Альпийско-Индонезийского пояса – современный межконтинентальный подвижный пояс. Включает глубоководные котловины Средиземного, Черного и южной части Каспийского моря - реликты океана Тетис.

Рельеф современных окраинно- и межконтинентальных подвижных поясов - чередование окраинных морей, глубоководных морских бассейнов, островных дуг, глубоководных желобов. Размах рельефа может достигать 10-12 км. Строение и мощность коры резко меняется от субокеанской в глубоководных котловинах до субконтинентальной в островных дугах.

Восточное продолжение Средиземноморско-Гималайского пояса - между Евразийской и Индо-Австралийской плитами, представлено внутриконтинентальным складчатым поясом (*орогеном*). Среди внутриконтинентальных орогенов выделяют два типа:

1. *Первичные*, образовавшиеся в пределах древних океанских бассейнов или на их периферии и занимающие сейчас внутриконтинентальное положение
2. Вторичные (эпиформенные, возрожденные), возникшие на месте первых в результате их возрождения после длительного господства платформенного режима (пример, часть Урало-Монгольского пояса от

Тянь-Шаня до Станового хребта и от Прибайкалья до Тибета -
 Центрально-Азиатский пояс)

Внутриконтинентальные орогены обладают горным рельефом. Кора относится к континентальному типу. Мощность коры 50-75 км. Сейсмичность высокая. Основные структурные элементы по геодинамическому принципу представлены в Таблице 10.2.

Таблица 10.2. Основные структурные элементы по геодинамическому принципу

Структуры I порядка	Литосферные плиты	Подвижные и складчатые пояса
Структуры II порядка (их морфологическое выражение)	1. Океанские платформы (абиссальные равнины) 2. Континентальные платформы (равнины, возвышенности и плоскогорья)	1. Внутриоканские подвижные пояса (срединно-океанские хребты) 2. Окраинно-континентальные подвижные пояса (островодужные и приконтинентальные окраины). 3. Межконтинентальный Средиземноморский подвижный пояс (глубоководные впадины внутренних морей) 4. Внутриконтинентальные 5. орогены: а) первичные (складчатые горные системы), б) вторичные (эпиплатформенные, возрожденные- глыбовые горы)

Эти шесть типов структурных элементов выражены в литосфере. Отличаются своим определенным характером проявления тектонических движений, магматизмом, геофизическими полями, рельефом, различием в характере осадконакопления. Это планетарные структуры, т.к. охватывают и земную кору, и верхнюю мантию (тектоносферу). Они слагаются более мелкими региональными (коровыми). Региональные (коровые) структуры могут быть, по масштабу, разделены на крупные (сотни, многие десятки км в длину), средние (первые десятки км) и мелкие (локальные) - первые км в длину.

Структурные элементы океанов и континентов составляют определенный эволюционный ряд. Ряд отражает последовательность взаимного перехода в процессе развития от океанов к континентам. От более простой и тонкой океанской коры к более сложной по составу и строению континентальной.

Но известен и обратный процесс перехода от континентов к океанам через рифтогенез (рис. 10.19). Пример - Африкано-Аравийская рифтовая система. *Африканский суперплюм* - горячий мантийный поток,двигающийся от основания

мантии. Суперплюм движется от основания мантии вверх, вызывая сводовое поднятие, затем возникает растяжение с образованием рифтовых долин континентального типа, после чего будет осуществлен переход в спрединг и появление коры океанского типа. Далее начнется стадия зрелого океана, а затем – стадия стареющего океана и начало субдукции.

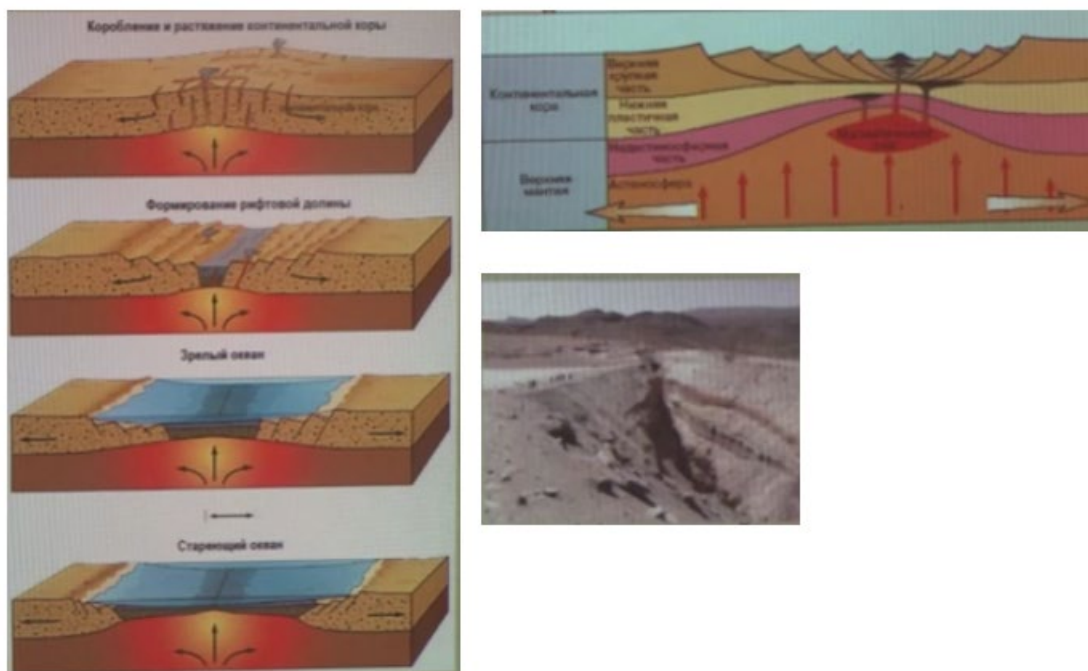


Рис. 10.19. Рифтогенез

Лекция 11. Происхождение океанов и континентов. Элементы тектоники литосферных плит

11.1. История океанов и материков

С античных времен вплоть до 60-х годов 20 века преобладали представления о том, что современные океаны - реликты первичного океана, покрывавшего всю поверхность Земли. Образование континентов - уход воды в подземные пустоты.

- М.В. Ломоносов и Дж. Хаттон - активное поднятие суши
- М.В. Ломоносов - подземный жар
- Дж. Хаттон - подъем расплавленной магмы

Менялись взгляды на происхождение воды и причины образования материков. С гипотезы Канта-Лапласа - образование Мирового океана связывали с конденсацией паров воды из первичной атмосферы. С середины 20 века стало считаться, что вода Мирового океана накапливалась постепенно за счет дегазации Земли в процессе вулканической деятельности. Извержения вулканов способствовали созданию современной атмосферы и гидросферы. В рамках этих представлений океаны считались первичными, т.е. более древними, а материки - вторичными и более молодыми. Основанием послужило сходство геологического строения (последовательность разреза, фауны и флоры) Ps3 - Mz1 отложений Южной Америки, Африки, Индостана Австралии, Антарктиды. Эдуард Зюсс (1831-1914) в своей книге «Лик Земли» 1883- 1909 гг. описал единый южный материк. До середины Mz - это единый материк Гондвана (рис. 11.1). Материк получил свое название в честь региона Гондвана в северной Индии, где были описаны осадочные толщи (пермо-триаса), характерные для того периода. Океаны *молодые*, образовались в результате обрушения и погружения их коры.



Рис. 11.1. Гондвана

В начале XX века появляются работы, в которых теоретически доказывалось отличие океанской коры от континентальной по наличию ступени на гипсографической кривой между континентами и океанами (рис. 11.2).

4. «Растворение» глыб континентальной коры в базальтовом расплаве

В какой-то мере подобный процесс может проходить в зоне перехода континент - океан. Но гипотеза неприменима для объяснения образования всех океанов, т.к. хорошо изученный петрографический и химический состав магматических пород ложа океана не несет следов ассимиляции пород континентальной коры.

Принципиально другая гипотеза была предложена А. Вегенером. Отталкиваясь от представлений о Гондване, он предположил, что площадь Гондваны была равна только площади материков её составляющих, т.е. исключил площади океанов. Современное положение континентов - результат раскола крупного некогда единого материка. Факты, лежащие в основе гипотезы:

1. Наличие на гипсографической кривой двух четко выраженных ступеней, отвечающих континентам и океанам и дающих основание предполагать различный состав их коры. Континентальная кора сложена в основном гранитами, океаническая – базальтами.
2. Сходство очертаний континентов, ныне разделенных Атлантическим океаном. Особенно Ю. Америки и Африки. Идея принадлежит с 1596 года фламандцу Абрахаму Ортелию (рис. 11.4)
3. Сходство геологического строения этих континентов (рис. 11.4). Если «сложить» Африку и Южную Америку – структуры продолжают и разрез одинаковый.
4. Распространение в пределах всех материков гондванской группы материкового позднепалеозойского оледенения (рис. 11.4).
5. Идентичность позднепалеозойских – раннемезозойских флор и фаун (рис. 11.4)



Рис. 11.4. Основа гипотезы

Эволюция Пангеи по А. Вегенеру (гипотеза дрейфа континентов) (рис. 11.5).

Причина движения:

1. Осевое вращение Земли, вызывающее смещение материков от полюсов к экватору
2. Приливные силы, смещающие материки к западу

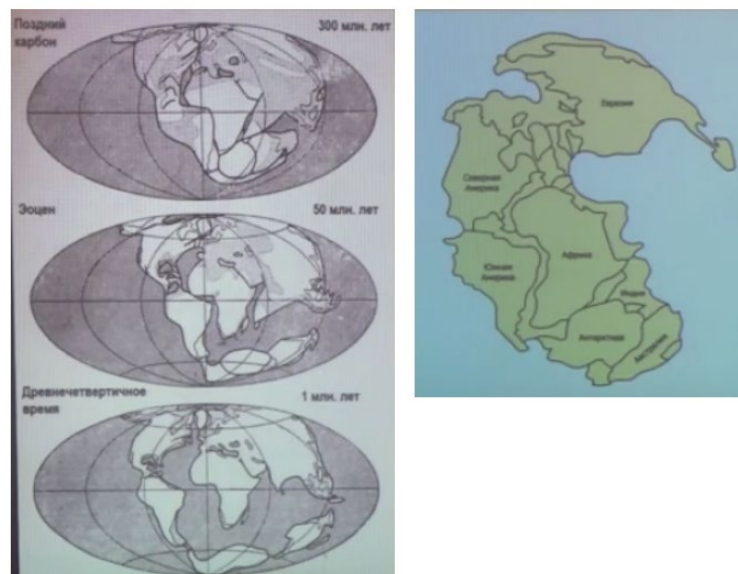


Рис. 11.5. Эволюция Пангеи по А. Вегенеру

Критика. Геофизики не могли согласиться с предлагаемым механизмом перемещения (Г. Джеффрис и др.). Геологи отрицали наличие сходства окраин разобренных континентов (Ч.Шухерт, Ч.Лонгвелл, Б.Виллис, М.М.Тетяев, М.А.Усов, А.Д.Архангельский, Н.С.Шатский, В.В.Белоусов и др.). В 1926 году Американская ассоциация геологов-нефтяников на специальном симпозиуме объявила о ложных предпосылках этой концепции и отвергла ее.

Гипотеза была почти забыта, несмотря на первоначальный успех. В 40-50-е годы прошлого века среди геологов преобладали идеи Э. Зюсса - А.Д. Архангельского - В.В. Белоусова. В геологии господствовал фиксизм. *Фиксизм* - геологическая гипотеза, исходящая из представлений о постоянном (фиксированном) положении континентов на поверхности Земли. Приоритет - вертикальным движениям.

Во второй половине XX века в геологии начинается научная революция:

- 1) Начало широких, комплексных исследований дна Мирового океана
- 2) Исследование из космоса Земли и других планет Солнечной системы
- 3) Новые физические и химические методы исследования вещества
- 4) Новые методы геофизического изучения Земли и ее оболочек

Происходит накопление новой, в основном геофизической информации о внутреннем строении Земли и строении ложа Мирового океана. В основе достижений - новая аппаратура для промера глубин океана, определения строения и мощности

океанской коры, изучения магнитного и теплового полей. Подтверждение существования астеносферы (Б. Гутенберг) - 1914 г. Джозеф Баррел предположил наличие астеносферы. Понижение скоростей сейсмических волн примерно на 4% в верхах мантии. Интервал глубин от 75 до ~ 350-400 км.

Возникает понятие о литосфере. *Литосфера* (от греч. lithos - камень) - верхняя каменная, твердая оболочка Земли, включающая земную кору и часть верхней мантии (надастеносферный слой). Литосфера подстилается астеносферой. Кровля астеносферы лежит на глубинах 100-120 км под материками и 50-60 км под океанами. *Астеносфера* в геологическом масштабе времени ведет себя как вязкая жидкость, способная к медленному течению из областей высокого давления в области пониженного давления. Мощность астеносферы от нескольких до 200 км. Граница 410 км считается усредненной нижней границей астеносферы.

1957-1958 гг. - открытие мировой системы срединно-океанских хребтов СОХ (Брюс Чарлз Хейзен, Мэри Тарп, Уильям Морис Юинг, 1959). Длина СОХ свыше 60 тыс. км, ширина до 4 тыс. км, высота 2-4 км. Самое важное, что открыла Мэри Тарп – осевая грабенообразная рифтовая долина раздвигового характера и связанные с ней эпицентры землетрясений (рис. 11.6).



Рис. 11.6. Осевая часть СОХ

Возрождение идей мобилизма А. Вегенера, 1960 год. Данные М. Тарп, Б. Хейзена и У. Юинга о строении Срединно-Атлантического хребта позволили Г. Хессу выдвинуть концепцию расширения океана за счет разрастания дна от осей срединных хребтов. Гарри Хэммонд Хесс (1906-1969) - американский геолог, внесший большой вклад в изучение геологии океанов, и создание теории тектоники плит.

В 50-х годах при геофизическом изучении на дне Тихого океана были обнаружены полосовые (линейные) магнитные аномалии:

- 1) Линейные аномалии прослеживались на большие расстояния параллельно сейсмически и магматически активной оси рифтовых зон
- 2) Аномалии размещались симметрично по отношению к оси рифта
- 3) В любой рифтовой зоне океана повторялась одна и та же последовательность аномалий, повторялись и характерные особенности каждой аномалии
- 4) Чередовались аномалии прямой и обратной намагниченности

Открытие (?) явления палеомагнетизма. В 1849 году А. Деллес обратил внимание на то, что потоки лавы современных вулканов намагничиваются в направлении локального магнитного поля. В 1853 году М. Мелони подтвердил это на примере лав Везувия.

11.2. Магнитные свойства горных пород

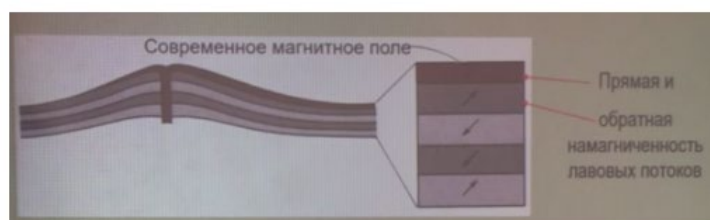
Горные породы содержат ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит, гематит при охлаждении до -15°C), которые обладают упорядоченным (параллельным) расположением магнитных моментов в атомах (рис. 11.7).



Рис. 11.7. Магматические породы

1. Выше определенной температуры (точка Кюри) упорядоченность не сохраняется (магнетит - $550-600^{\circ}\text{K}$ или $823-873^{\circ}\text{C}$). Температура плавления магнетита $1591-1597^{\circ}\text{C}$
2. При остывании ниже точки Кюри атомы выстраиваются параллельно друг другу внутри отдельных доменов
3. Упорядоченное расположение доменов в соответствии с внешним магнитным полем

Термоостаточная намагниченность в магматических породах и ориентационная намагниченность в осадочных породах приведены на рис. 11.8. Любая горная порода в момент своего образования приобретает, а затем и сохраняет, намагниченность по направлению и величине магнитного поля данного конкретного отрезка времени.



Термоостаточная намагниченность в магматических породах



Ориентационная намагниченность в осадочных породах

Рис. 11.8. Намагниченности

1961-1962 год – появилось понятие *спрединг* (разрастание) океанского дна (океанической коры). На основании линейных магнитных аномалий океанического дна, предположили, что вдоль срединно-океанических хребтов существуют зоны разрастания океанского дна – спрединга. В зонах спрединга из глубин мантии вещество непрерывно поднимается к поверхности. В результате декомпрессионного плавления образуются базальтовые расплавы, которые формируют океаническую кору. Чем дальше от оси срединно-океанического хребта, тем старше должна быть океаническая кора.

Для подтверждения или опровержения спрединга не хватало информации о возрасте морского дна. 1963 год - студент Кембриджа Фредерик Джон Вайн и его научный руководитель Драммонд Мэтьюз стали искать какой-либо индикатор возраста пород на дне океана и придумали способ определения возраста пород дна океанов. Использовали данные по хребту Карлсберг (Индийский океан). Если океаническое дно движется как лента конвейера, то:

- 1) Самое молодое дно должно располагаться вблизи гребня хребта, а с удалением от него возраст дна должен увеличиваться
- 2) На одинаковом расстоянии по обе стороны гребня хребта возраст пород должен быть одинаковым

В качестве маркера возраста Вайн и Мэтьюз использовали знакопеременные линейные магнитные аномалии (рис. 11.9):

- А) При остывании расплава в зоне рифта термоостаточная намагниченность фиксирует в базальтах геомагнитные характеристики
- Б) По мере формирования океаническая кора отодвигается от оси спрединга и, подобно магнитной ленте, записывает вариации геомагнитного поля, в том числе инверсии его полярности

Т.к. наращивание происходит по обе стороны от оси спрединга, то образуются две дублирующие одна другую магнитные записи. Расстояние между одноименными аномалиями на разных пересечениях изменяется в зависимости от скорости спрединга.

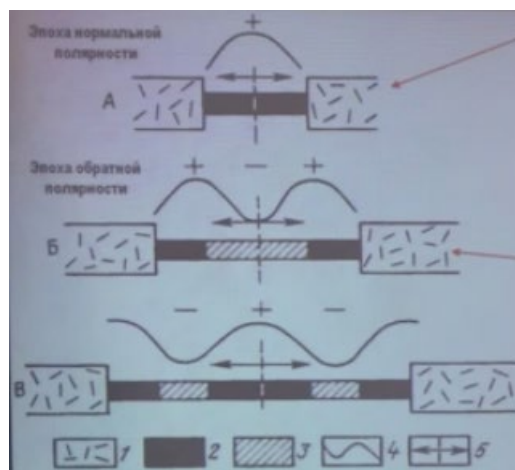


Рис. 11.9. Знакопеременные линейные магнитные аномалии

Реальная картина в точности соответствует предсказанию: молодое дно располагается вблизи гребня, а старое - на большем удалении, причем это возрастное распределение одинаково по обе стороны хребта. Однополярные (одновозрастные) полосовые (линейные) магнитные аномалии симметрично повторяются по обе стороны от оси хребта.

Выводы:

- Линейные магнитные аномалии - однополярные, расположенные симметрично, на одинаковом расстоянии от оси срединного хребта - одновозрастны
- Ширина полос магнитных аномалий одного знака прямо пропорциональна длительности эпох полярности

На этом основании были проведены линии одинакового возраста океанической коры – изохроны. Каждой аномалии присвоен свой номер. Линейные магнитные аномалии стали одним из основных доказательств существования спрединга.

11.3. Изменение свойств океанской коры. Тектоника литосферных плит

Данные глубоководного бурения подтвердили предположения Ф. Вайна и Др. Мэтьюза. Изменение свойств океанской коры в направлении от хребта к континенту:

- 1) Тепловой поток снижается (рис. 11.10). Тепловой поток максимален в центральных частях СОХ и снижается к берегам.
- 2) Глубина дна возрастает (более темные участки океана, рис. 11.10). По мере удаления от оси хребта идет погружение дна, объясняемое остыванием, уплотнением и увеличением мощности литосферы. «Глубина дна возрастает пропорционально корню квадратному из возраста коры или расстояния от оси хребта». Поэтому наиболее глубокими являются наиболее древние котловины.
- 3) Мощность осадочного чехла возрастает за счет появления в нижней части разреза все более древних слоев (рис. 11.10).
- 4) Закономерно увеличивается возраст второго (базальтового) слоя океанской коры (рис. 11.10). Океанской коры древнее средней юры (баткелловей) пока нигде не обнаружено. В Атлантическом и Тихом океанах - 165 млн лет, в Индийском океане - 158 млн лет, в Арктическом океане – меловой.
- 5) Увеличивается скорость сейсмических волн во втором слое коры (т.к. возрастает его плотность за счет заполнения пор и трещин минеральным веществом)
- 6) Понижается интенсивность магнитных аномалий (окисление ферромагнитных минералов)
- 7) Увеличивается возраст пород вулканических островов, а высота и число подводных вулканов убывает. Погружение вследствие охлаждения

подстилающей литосферы. Больше всего гайотов встречается в Тихом и Индийском океанах (рис. 11.10).

- 8) Возрастает мощность литосферы за счет верхов астеносферы (рис. 11.10)
- 9) Увеличивается глубина очагов землетрясений
- 10) Снизу вверх по разрезу скважин наблюдается смена осадков меньших глубин более глубоководными. В основании осадочного чехла нередко отмечаются металлоносные образования. Все это подтверждает, что начало отложения осадков происходит в условиях рифтовой долины срединного хребта с её гидротермами.

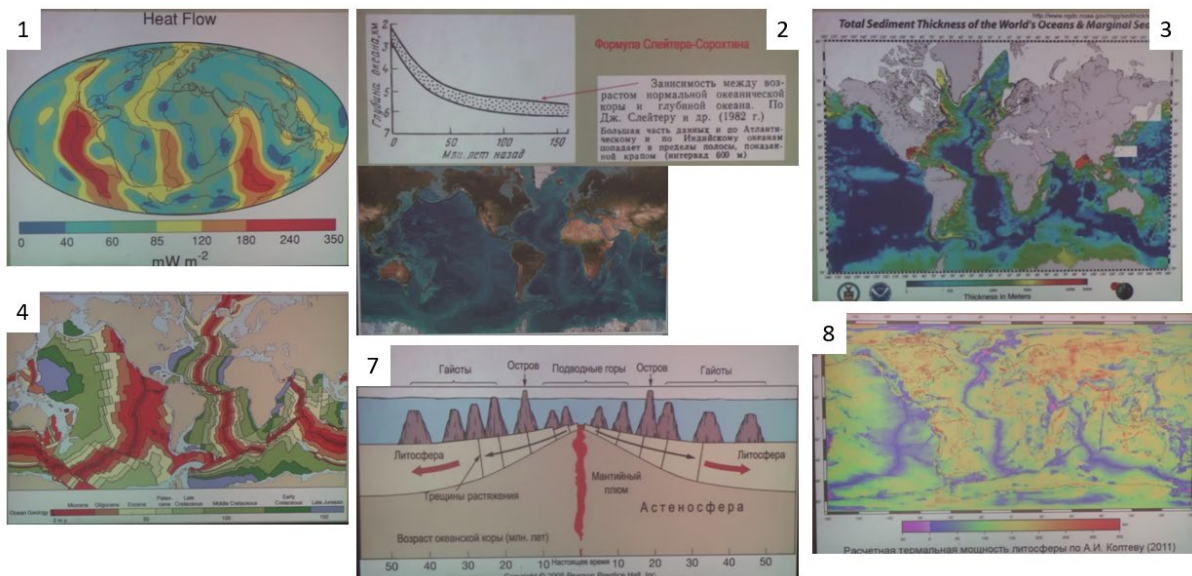


Рис. 11.10. Изменение свойств океанской коры в направлении от хребта к континенту

Наблюдения с подводных пилотируемых аппаратов, данные бурения и геофизики подтвердили раздвиговой характер рифтовых зон океанов. Все факты свидетельствует в пользу тектоники литосферных плит - стала общепринятой. Начались палеорекострукции. Изменение ширины океанов определялось графическим совмещением линейных аномалий соответствующего возраста. Глубина стала определяться по формуле Слейтера-Сорохтина, характер осадков – по данным бурения. С 1968 года пробурено более 2000 скважин.

С позиций раздвига хорошо объясняются особенности строения пассивных окраин (рис. 11.11):

- 1) Шельфы обычно подстилаются утоненной (25-30 км) континентальной корой
- 2) Выше – чередование горстов и грабенов, заполненных континентальными обломочными осадками
- 3) На континентальных осадках несогласно залегают мелководные лагунные отложения (эвапориты)

- 4) Выше эвапориты сменяются нормально-морскими, сначала более мелководными, а затем и более глубоководными отложениями

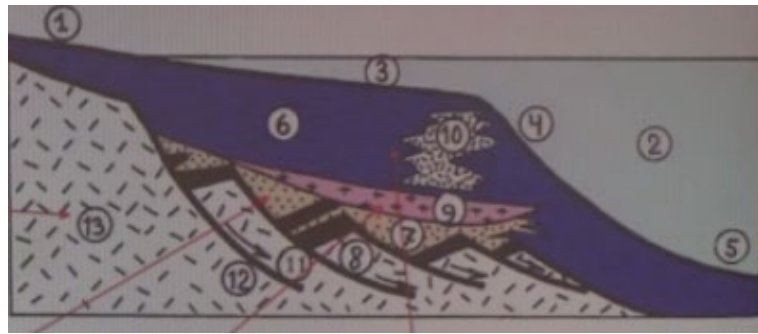


Рис. 11.11. Пассивная континентальная окраина: 1 - суша, 2 - океан, 3 - шельф, 4 - континентальный склон, 5 - континентальное поднятие, 6 - морские осадки, 7 - континентальные осадки, 8 - базальты, 9 - каменная соль, 10 – рифтовый массив, 11 - направление смещения блоков, 12 - листрические сбросы, 13 - континентальная кора

Такое строение пассивных окраин позволяет выделить определенные этапы в образовании океанов (рис. 11.12):

1. Зарождение континентального рифта (начало рифтинга). Горизонтальное растяжение участка континентальной коры над областью аномально разогретой и пластичной верхней частью мантии как результат повышенного теплового потока.
2. Развитие континентального рифта (продолжение рифтинга). На этом этапе образуются грабены фундамента, заполненные нижним комплексом континентальных осадков, происходят излияния щелочных базальтов, утонение континентальной коры.
3. Переход в межконтинентальный рифт. Утонение и переработка континентальной коры. Продолжение развития наземного базальтового вулканизма. Накопление континентальных осадков.
4. Начало спрединга. Разрыв континентальной коры. Подъем и внедрение базальтового материала. Образование в узкой центральной полосе океанской коры. Накопление эвапоритов, переходящих в мелководные морские осадки.
5. Развитие спрединга. Расширение океанского пространства. Пассивные окраины приобретают наклон в сторону океана и испытывают погружение. Идет накопление морских осадков.

Вывод: современные океаны - результат раздвига континентальной коры, начиная с юрского периода. Измеренные скорости раздвига варьируют от нескольких мм до 18 см/год. Радиус Земли за последние 200 млн. лет существенно не менялся. Значит, литосфера должна где-то либо поглощаться, либо сокращаться путем смятия в складки или надвигания одного участка на другой.

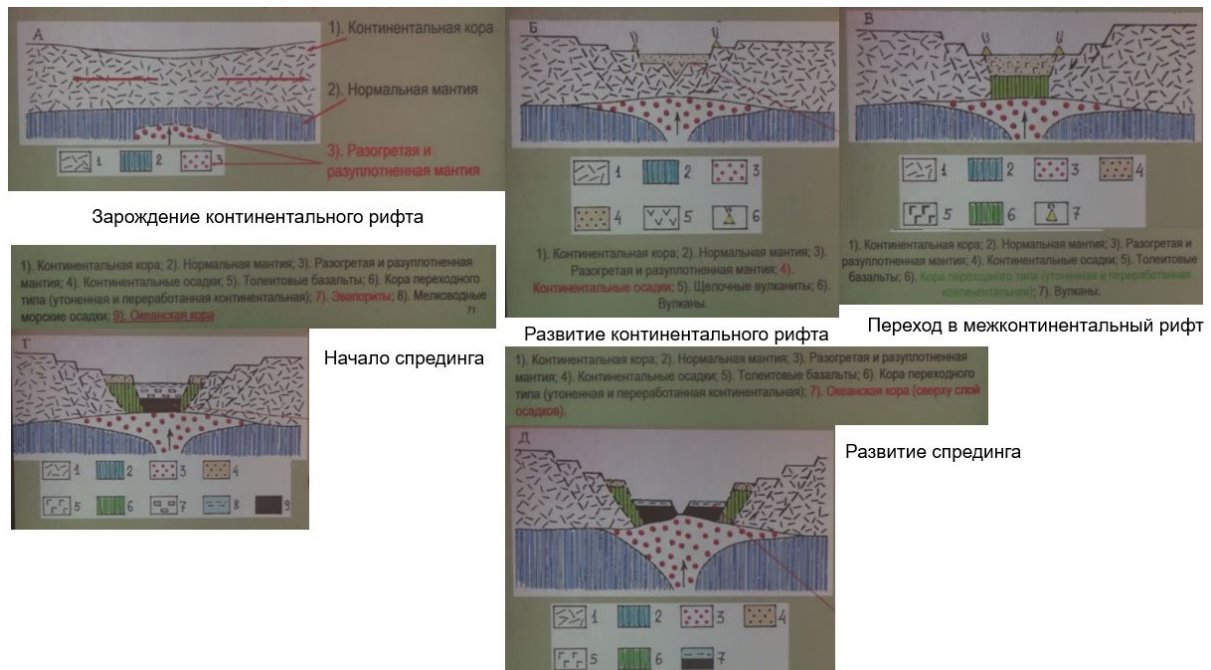


Рис. 11.12. Этапы образования океанов

11.4. Субдукция

По современным представлениям субдукция происходит на конвергентных границах плит в областях активных континентальных окраин. Активные континентальные окраины характерны для Тихого океана. На границах Тихоокеанской плиты сходятся континентальная и океанская литосфера или океанская с океанской. Более тяжелая океанская плита уходит под более легкую континентальную (или океанскую), а затем погружается в мантию.

Субдукция - процесс, при котором происходит погружение одних блоков земной коры под другие (П. Аншус, 1951). При субдукции на конвергентных границах плит океаническая литосфера поддвигается под континентальную или под более молодую океаническую (рис. 11.13).

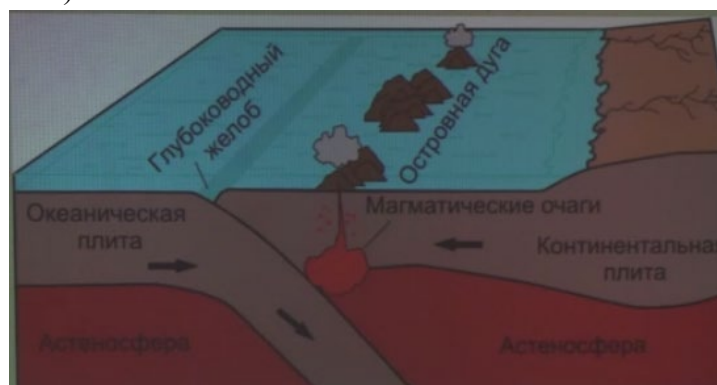


Рис. 11.13. Субдукция

Зоны субдукции в рельефе выражены глубоководными желобами. Форма и глубина желобов находятся в прямой зависимости от скорости субдукции и возраста (плотности) погружающейся плиты. Сейсмически зона субдукции выражена *сейсмофокальной зоной концентрации очагов землетрясений (зона Бенъофа)*. Глубина очагов возрастает по направлению от глубоководных желобов к континенту. Зона субдукции хорошо прослеживается на сейсмотомографических профилях, по крайней мере до границы верхней и нижней мантии (660 км).

На рис. 11.14 представлена модель тектоники плит. Скорость абсолютного движения на запад Американских плит увеличивается, а Евразийской и Австралийской плит – гасится (проскальзывание литосферы Земли по отношению к астеносфере). Океаническая литосфера образуется в срединных хребтах (в зонах спрединга) и поглощается в зонах субдукции. В направлении вращения Земли (на восток) и во встречном направлении условия субдукции различны. Толстые стрелки: черная - откатывание перегиба тяжелой литосферы, которая тонет в астеносфере; светлая - надвигание континента в западном направлении.



Рис. 11.14. Модель тектоники плит

Геологическая асимметрия Тихого океана. Островные дуги развиваются только по западную сторону океана, где в условиях относительного растяжения раскрываются окраинные моря. Срединно-океанский хребет смещается к восточному краю океана.

200 млн. лет назад существовал суперконтинент Пангея, окруженный единым океаном Панталассой. Современные зоны субдукции - фрагменты субдукционного кольца, которое опоясывало Пангею (по М.Г. Ломизе). Современный Тихий океан – реликт Панталассы - пространство, которое от неё осталось. Тихий океан закрывается. Схема сокращения пространства Тихого океана за последние 120 млн. лет с К1 (по З. Гарфункелю и др.) представлена на рис. 11.15.

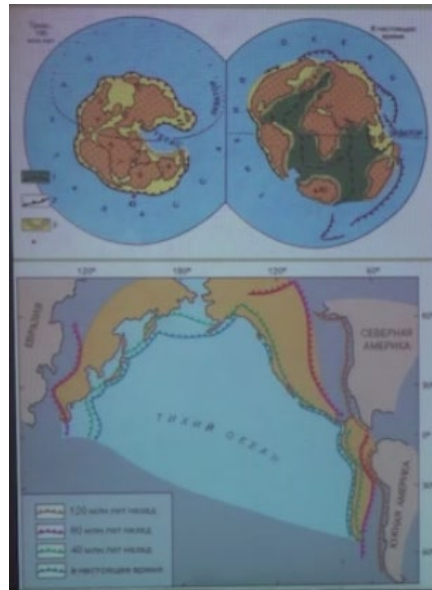


Рис. 11.15. Схема сокращения пространства Тихого океана за последние 120 млн. лет с К1 (по З. Гарфункелю и др.)

11.5. Следы древних океанов

Океаны должны были существовать по крайней мере с середины докембрия, т.к. с конца докембрия объем воды Мирового океана ненамного стал больше. В 1905 году швейцарский геолог Густав Штейнманн (1856-1929) предложил использовать термин «офиолиты» для обозначения характерной «триады» пород, обычно встречающихся вместе в центральных зонах складчатых систем. «Триада Штейнманна»:

- 1) Серпентинизированные перидотиты и габбро;
- 2) Долериты и базальты;
- 3) Радиолариты

Возраст вплоть до раннедокембрийского. Находятся в раздробленном, тектонически перемешанном состоянии (*тектонический меланж*). Офиолиты долго интерпретировались ошибочно - габбро и гипербазиты считались интрузивными и более молодыми, чем базальты и радиолариты. И. Гасс (1967), А.В. Пейве (1969), Ф. Вайн и Др. Мэтьюз (1970, 1971) предположили, что *офиолиты* - *фрагменты древней океанской коры*. Глубоководное бурение полностью это подтвердило. Офиолиты – следы древних океанов (рис. 11.16).

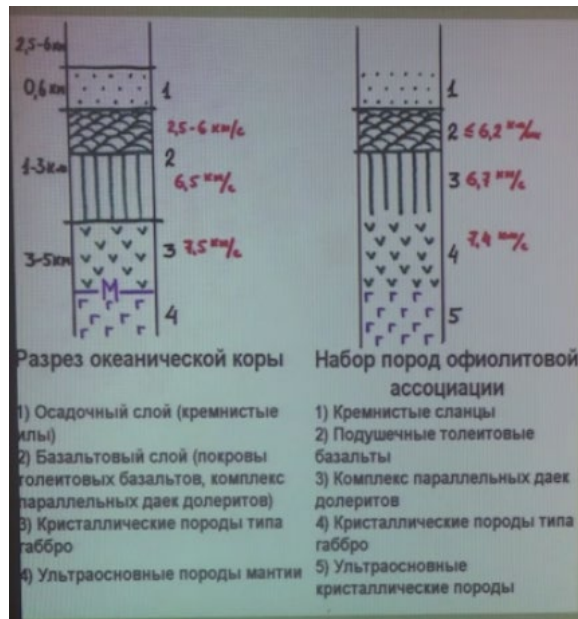


Рис. 11.16. Офиолиты – следы древних океанов

Полный цикл развития океанов (Wilson, 1968). Цикл Вильсона включает 6 стадий:

1. Начальная стадия развития. Континентальный рифтогенез (рафтинг). Суперплюм - горячий мантийный поток,двигающийся от основания мантии.
2. Ранняя стадия развития (начало спрединга)
3. Зрелая стадия развития (продолжение спрединга). Пассивные континентальные окраины
4. Стадия угасания (начало субдукции). Тихий океан закрывается
5. Заключительная стадия (завершение субдукции). Средиземное море - почти закрывшееся пространство океана Тетис
6. Реликтовая стадия. Шовные зоны (сутуры) на поверхности Земли, маркирующиеся офиолитами. Коллизия. В результате столкновения двух континентальных плит (коллизии) возникают складчатые пояса

Главные современные складчатые пояса Земли по В.Е. Хаину и М.Г. Ломизе (2005) представлены на рис. 11.17: 1 - складчатые пояса (Т- Тихоокеанский, УО- Урало-Охотский, С-Средиземноморский, СА- Северо-Атлантический, А- Арктический), 2 - древние платформы.



Рис. 11.17. Главные современные складчатые пояса Земли по В.Е. Хаину и М.Г. Ломизе (2005)

Многочисленные выходы офиолитов - реликтов океанской коры - в пределах складчатых поясов говорит о том, что все современные складчатые пояса возникли в пределах древних океанских бассейнов или на их периферии (Тихий океан). Предшественником Урало-Охотского пояса был Палеоазиатский океан, Средиземноморского - океан Тетис, Северо-Атлантического - океан Япетус, Арктического - Бореальный океан (рис. 11.18).

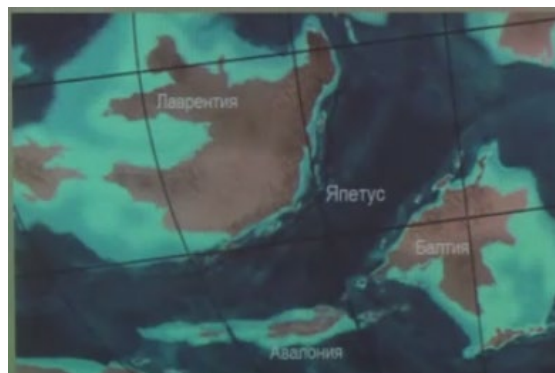


Рис. 11.18. Предшественники современных океанов

Современные складчатые пояса со времени своего образования прошли сложную и длительную историю развития:

- 1) Заложение в их пределах глубоководных океанских бассейнов с корой океанического типа
- 2) Возникновение в этих бассейнах вулканических и невулканических островных дуг
- 3) Замыкание (прекращение существования) океанических бассейнов в результате столкновения ограничивающих их континентов

Эти процессы протекали неодновременно в разных частях одного и того же пояса. Тем не менее в глобальном масштабе намечаются определенные эпохи заложения

бассейнов с океанской корой и их замыкания с образованием складчатых поясов с континентальной корой – эпохи орогенеза.

11.6. Эпохи орогенеза

На протяжении фанерозойской истории Земли главными эпохами орогенеза являются:

- 1) Байкальская - конец протерозоя (~535 млн. лет)
- 2) Каледонская - конец силура - начало девона (~420 млн. лет)
- 3) Герцинская - конец палеозоя (~250 млн. лет)
- 4) Киммерийская - конец юры - начало мела (~145 млн. лет)
- 5) Альпийская - началась в олигоцене (~35 млн. лет) и не закончилась до сих пор

Эпохи орогенеза завершают циклы развития Земли продолжительностью 100-200 млн. лет (циклы Бертраана) (рис. 11.19):

1. Каледонская эпоха (S/D) - замыкание океана Япетус, образование Северо-Атлантического складчатого пояса
2. Герцинская эпоха (конец Pz) - замыкание большей части Палеоазиатского океана и образование западной части Урало-Охотского складчатого пояса
3. Киммерийская эпоха (J/K) - замыкание Бореального океана, образование Арктического пояса, завершение формирования Урало-Охотского пояса
4. Альпийская эпоха (с N) - замыкание восточной части океана Тетис, образование Гималайской части Средиземноморского складчатого пояса

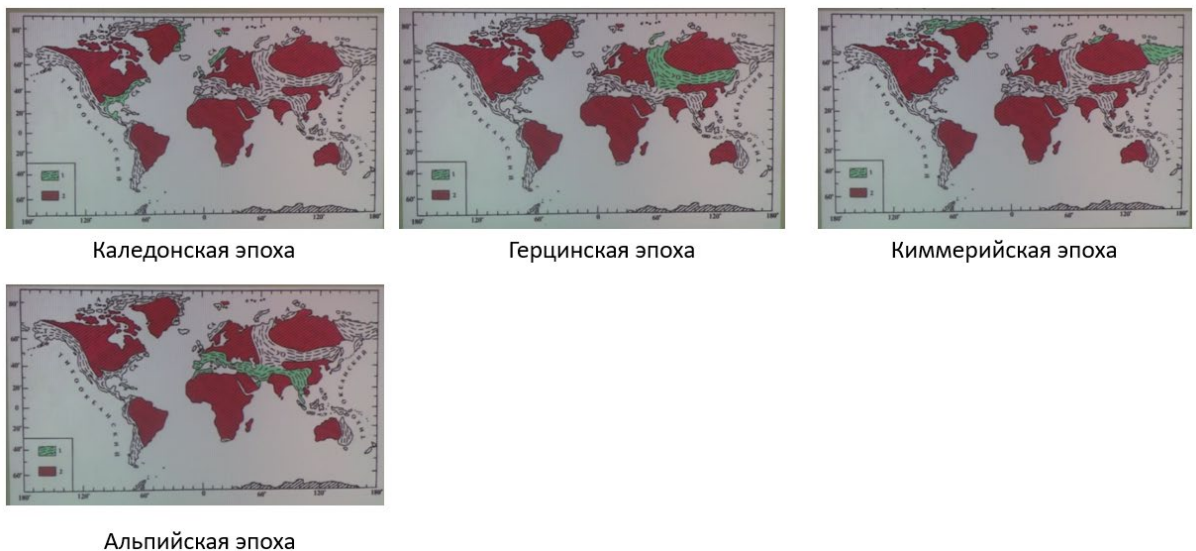


Рис. 11.19. Эпохи орогенеза

После окончания активного орогенного развития складчатых поясов начинается постепенное денудационное срезание и выравнивание их горного рельефа. Уменьшается

мощности континентальной коры до 35-45 км. На выровненном складчатом, метаморфизованном основании (фундаменте) начинается накопление континентального и мелководно-морского осадочного чехла. Происходит смена орогенного режима развития литосферы континентов более спокойным – платформенным.

11.7. Континентальные платформы. Суперконтиненты

Изометричные, полигональные блоки платформ занимают большую часть континентов. Они сложены типичной континентальной корой мощностью 35-45 км. Литосфера достигает мощности 150-200 км (иногда до 400 км). Рельеф платформ выровненный: низменности, равнины (Восточно-Европейская платформа, Восточно-Европейская равнина). Платформы возникают на месте существовавших ранее складчатых поясов путём превращения участков земной коры высокой подвижности в кору тектонически стабильную. Платформы - наиболее устойчивые и спокойные части континентов. Для них характерны: низкая скорость современных вертикальных движений, слабая сейсмичность и отсутствие вулканической деятельности, пониженный тепловой поток.

Наиболее характерная черта строения платформ - наличие двух структурных этажей (рис. 11.20):

Нижний, более древний этаж, или фундамент, сложен интенсивно дислоцированными, метаморфизованными и гранитизированными породами, представляет собой образование доплатформенной стадии развития земной коры;

Верхний, более молодой структурный этаж, или платформенный чехол, состоит из неметаморфизованных осадочных пород, залегающих на фундаменте обычно горизонтально, с размывом и несогласием в основании

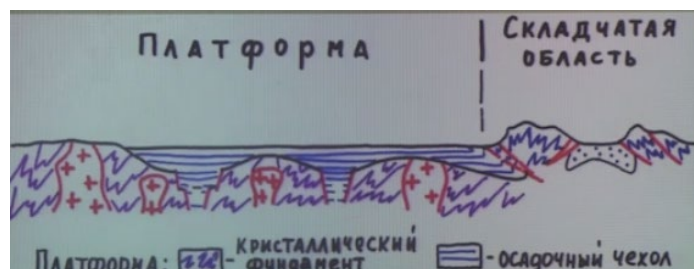
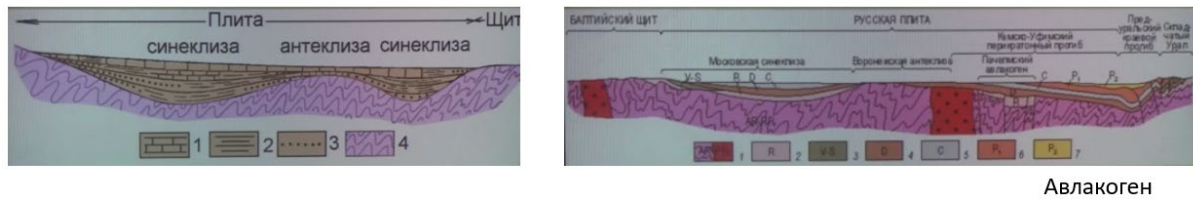


Рис. 11.20. Структурные этажи

В пределах платформ выделяются щиты и плиты. *Щиты* - области, в пределах которых вследствие длительного поднятия и размыва почти полностью отсутствует осадочный чехол и на поверхность выступает фундамент платформы. *Плиты* - области сплошного развития осадочного чехла, имеют типичное для платформ двухэтажное строение. В пределах плит различают следующие структурные элементы: синеклизы, антеклизы и авлакогены (рис. 11.21).



Авлакоген

Рис. 11.21. Структурные элементы в пределах плит

Синеклиза - крупная, пологая впадина фундамента в пределах плиты платформы (поперечные размеры - сотни км, площадь более 60 - 100 тыс. км²), в синеклизах фундамент платформы погружен на глубину 3 - 5 км (редко 8 - 10 км и более) и перекрыт осадками платформенного чехла.

Антеклиза - крупное, пологое поднятие фундамента в пределах плиты платформы, имеющее поперечные размеры в сотни км (площадь более 60 - 100 тыс. км²), сокращенную мощность платформенного чехла (в сводовых частях не более 1- 2 км), для разреза которого характерно наличие перерывов и широкое распространение мелководных прибрежных осадков.

Авлакоген - линейно вытянутый, рассекающий фундамент платформ, крупный грабенообразный прогиб (длина - сотни км, ширина - десятки км), ограниченный сбросами и заполненный осадками резко повышенной до 10-12 км мощности, часто с вулканитами базальтового состава. Авлакоген (от греч.- борозда, т.е. бороздой рожденный) впервые выделены в 1960 г. Н.С. Шатским. Обнаружены бурением и сейсморазведкой.

Принципиальная схема развития всех платформ:

- 1) Этап накопления пород фундамента (океаны)
- 2) Складчатость и тектоническое поднятие (орогенез), формирование горного рельефа (образование складчатого пояса)
- 3) Затухание тектонических движений - денудация, срезание и выравнивание рельефа
- 4) Этап погружения и накопления континентального и мелководно-морского чехла (эпиконтинентальные моря)

Развитие основных структур литосферы Земли платформенной стадией не заканчивается. Известен и обратный процесс перехода от континентов к океанам через рифтогенез. Суперплюм - горячий мантийный поток,двигающийся от основания мантии.

История Земли – чередование океанических (циклы Вильсона) и суперконтинентальных циклов. На рис. 11.22 представлена схема эволюции земной коры.



Рис. 11.22. Схема эволюции земной коры

Основные положения тектоники литосферных плит.

1. Верхняя часть твёрдой оболочки Земли разделена на литосферу (жесткая и хрупкая) и астеносферу (пластичная и подвижная).

Основание – скорость сейсмических волн, степень их затухания.

2. Литосфера делится на семь крупных и ряд малых плит.

Основание – размещение очагов землетрясений, маркирующих границы плит.

3. Характер взаимных перемещений плит и их границ:

А) дивергентные границы (расхождение плит – спрединг), осевые зоны срединно-океанских хребтов.

Б) конвергентные границы (сближение плит):

а. Субдукция – поддвиг океанской плиты под континентальную, осевые зоны глубоководных желобов.

б. Обдукция – надвигание океанской плиты на континентальную.

в. Коллизия – сталкивание двух континентальных плит (Альпийско-Гималайский пояс).

В) трансформные границы – горизонтальное скольжение двух плит относительно друг друга.

4. Перемещение плит подчиняется законам сферической геометрии (теорема Эйлера).

Основание – форма Земли.

5. Объем новообразованной коры в зонах спрединга равен объему океанской коры, поглощаемой в зонах субдукции. Субдукция компенсирует спрединг.
Основание – объем Земли и её радиус практически постоянны.

6. Причины движения плит:

А. Мантийная конвекция.

Основание – горячие источники в зонах спрединга, данные сейсмотомографии.

Б. Отталкивание литосферных плит от осей срединных хребтов под действием силы тяжести (ridge push).

Основание – рельеф срединно-океанских хребтов.

В. Гравитационное затягивание литосферных плит в зонах субдукции (slab pull).

Основание – охлаждение и утяжеление океанской литосферы по мере отодвигания от оси хребта.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ