



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ГЕОТЕКТОНИКА

ВЕСЕЛОВСКИЙ
РОМАН ВИТАЛЬЕВИЧ

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. Вводная лекция. Тектоника литосферных плит.....	5
1.1. Введение	5
1.2. Строение Земли.....	5
1.3. Диаграмма распространения сейсмических волн в Земле.....	9
1.4. Температура внутри Земли	10
1.5. Строение и состав земной коры	10
1.6. Тектоника литосферных плит	12
Лекция 2. Образование Земли. Строение фундамента древних платформ.	17
2.1. Образование Земли и ее возраст	17
2.2. Основные этапы Земли в процессе эволюции	18
2.3. Тепловой баланс Земли	19
2.4. Формирование континентальной коры	20
2.5. Строение фундамента древних платформ.....	22
2.6. Становление тектоники плит.....	24
Лекция 3. Методы изучения тектонических движений и современного напряженного состояния	28
3.1. Молодые и древние платформы (дополнение к предыдущей лекции)	28
3.2. Методы изучения тектонических движений и современного напряжения	30
3.3. Методы изучения современного напряженного состояния земной коры.....	33
Лекция 4. Методы реконструкции тектонических движений прошлого. Внутренние области океанов.	35
4.1. Методы изучения тектонических движений геологического прошлого	35
4.2. Внутренние области океанов. Срединно-океанические хребты.	40
4.3. Формирование океанической коры и литосферы под ней.....	44
Лекция 5. Внутренние области океанов.....	45
5.1. Продолжение предыдущей лекции	45
5.2. Движущие силы тектоники литосферных плит. Мантийная конвекция.....	45
5.3. Спрединг.....	48
5.4. Магматизм зон спрединга.....	52
5.5. Трансформные разломы.....	52
Лекция 6. Континентальный рифтогенез.....	56
6.1. Современные континентальные рифты.....	56

6.2. Симметричная модель рифта (модель чистого сдвига)	57
Активный рифтогенез	57
6.3. Асимметричная модель рифта (Модель Вернике, модель простого сдвига)	58
6.4. Магматизм	59
6.5. Примеры	62
Лекция 7. Активные и пассивные континентальные окраины.	67
7.1. Палеотектоническая реконструкция Земли (200 млн лет назад)	67
7.2. Пассивные и активные континентальные окраины	67
7.3. Пассивные континентальные окраины	67
7.4. Активные континентальные окраины	71
7.5. Типы зон субдукции	73
Лекция 8. Субдукция. Магматизм зон субдукции	77
8.1 Субдукция	77
8.2. Дополнение к предыдущей лекции	77
8.3. Тектонические режимы зон субдукции	79
8.4. Сейсмичность зон субдукции	80
8.5. Магматизм зон субдукции	82
Лекция 9. Зоны субдукции. Горообразование и тектоника плит	85
9.1. Дополнение к предыдущей лекции	85
9.2. Метаморфизм зон субдукции	86
9.3. Горообразование и тектоника плит	88
Лекция 10. Геодинамическая обстановка «Обдукция».	97
10.1. Обдукция	97
10.2. Механизм образования офиолитов	99
Лекция 11. Внутриплитный магматизм	101
11.1. Слой D''	101
11.2. Тектоника мантийных плюмов	102
11.3. Проявление внутриплитного магматизма	103
11.4. Крупные магматические провинции (Large Igneous Provinces LIPs) как яркие проявления внутриплитного магматизма	107

Лекция 1. Вводная лекция. Тектоника литосферных плит.

1.1. Введение

Тектоника занимается изучением строения и эволюции верхней оболочки Земли, которая называется тектоносферой. Её мощность составляет порядка 700 км – это самые первые 700 км внешней оболочки Земли. Другими словами, *тектоника занимается изучением строения и эволюции тектоносферы – внешней оболочки Земли, в которой проявляются тектонические процессы.*

Мощность тектоносферы (700 км) определяется по самому глубокому землетрясению.

Геодинамика занимается поиском ответов на вопросы «Как?» и «Почему?» происходят тектонические процессы в тектоносфере. Говоря более доступно, геодинамика изучает те силы и процессы, которые видоизменяют «лик» Земли, двигая литосферные плиты. Это наука о более глубоких процессах, происходящих в Земле на уровне верхней и нижней мантий, внешнего и внутреннего ядра, и на их границах.

Для изучения основных геодинамических обстановок и понимания особенностей магматизма этих обстановок (субдукция, спрединг и т.д.), необходимо вспомнить строение Земли.

1.2. Строение Земли

В строении Земли существуют три главные оболочки (геосферы), между которыми выделяются границы первого порядка. К главным оболочкам относятся *кора, мантия и ядро* (рис. 1.1).

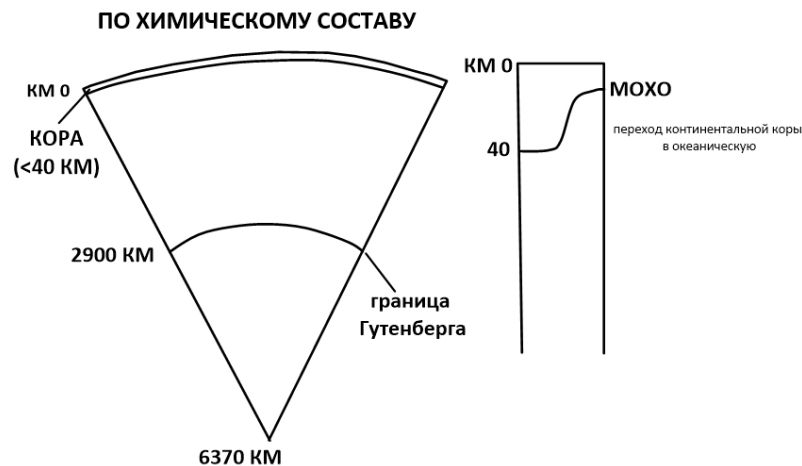


Рис. 1.1. Строение Земли по химическому составу

Как известно, земная кора разделяется на **континентальную** и **океаническую**. Мощность континентальной коры в среднем составляет 35-40 км.

Первой и самой важной границей является граница **кора-мантия**, называемая **границей Мохоровичича** (граница Мохо, граница М, рис. 1.1).

Далее идет граница **ядро-мантия**. Она находится на глубине 2900 км и имеет название **граница Гутенберга**.

Принципиальная разница между корой, мантией и ядром заключается в химическом составе. Граница Мохоровичича и граница Гутенберга определяют химические границы, контраст химических составов между корой, мантией и ядром. Кора (речь о континентальной коре) имеет алюмосиликатный состав (преобладают алюмосиликаты), в мантии преобладают силикаты магния и кальция, и это определяет резкий контраст в химическом составе этих двух оболочек. Контраст между мантией и ядром по химическому составу объясняется тем, что в мантии преобладают силикаты, ядро состоит из сплава железо-никель, во внешнем ядре есть добавка серы и кислорода.

Как же происходит изучение Земли и как люди пришли именно к такой модели ее строения (рис. 1.1), когда в девятнадцатом и даже в начале 20 века она все еще не была разработана?

Изучать глубинное строение Земли посредством просвечивания позволяет сейсмология. Верхние горизонты Земли, а именно земная кора, изучаются с помощью сейсморазведки. Данные методы изучения строения Земли отличаются источником: в сейсмологии источником является естественное землетрясение, в сейсморазведке – искусственные типы возбуждения сейсмических волн.

Кроме того, для познания Земли применяются такие методы, как наблюдения поверхностных слоев Земли (шахты, скважины), геохимические методы (изучение мантийных ксенолитов – пород, захваченных магмой в ходе ее поднятия с глубоких горизонтов, в том числе из астеносферы, и привнесенных практически в неизменном виде на поверхность), моделирование и изучение метеоритов. Поскольку Земля образовалась из газопылевого облака, состав некоторых метеоритов, в частности хондритовых, отождествляется с первичным валовым составом Земли. Изначально Земля была гомогенна, после чего начала дифференцироваться на оболочки – тяжелое, содержащее железо ядро и более легкие сферы (рис. 1.1). Схожий состав имеют хондритовые метеориты – если перемешать весь состав Земли и добавить летучие компоненты, удалившиеся из нее за время существования планеты, получим состав хондритового метеорита.

Также, есть еще один способ выделения геосфер в строении Земли по *реологии* (физическим свойствам). Разделим Землю на сферы по реологическим характеристиками (рис. 1.2).

Выделяются следующие оболочки:

- Литосфера (предел мощности <350 км. Средняя мощность литосферы 160-180 км.). Литосфера подстилается астеносферой, между ними имеется размытая граница.

- Астеносфера. Нижняя граница астеносферы проходит на глубине приблизительно 400 - 410 км. Иногда эту границу называют границей Леманн. В тех местах, где литосфера имеет глубокие корни, астеносфера тоньше.

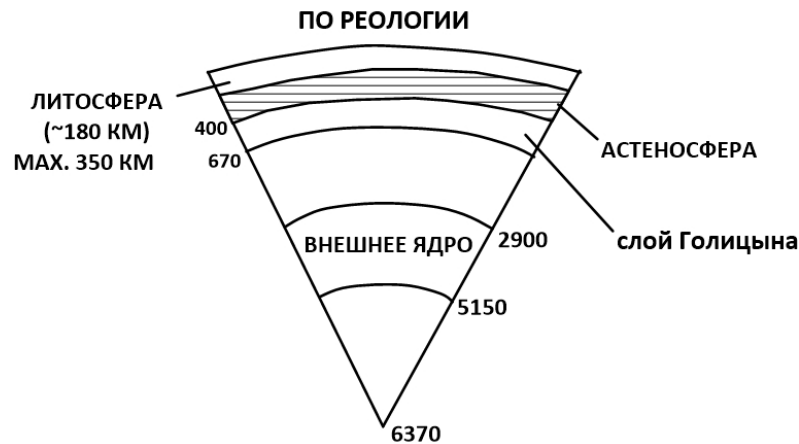


Рис. 1.2. Строение Земли по реологии

Разница между литосферой и астеносферой заключается в том, что *литосфера* – это хрупкая и жесткая оболочка Земли, *астеносфера* – пластичная оболочка, способная испытывать пластичные деформации (течь) на геологических масштабах времени (сотни тысяч, миллионы лет). Астеносфера имеет вязкость на несколько порядков больше, чем вязкость танковой брони, но при приложении достаточного усилия на достаточном временном интервале она начинает пластически деформироваться.

Почему астеносфера пластична? Астеносфера – это часть верхней мантии, так же, как литосфера. По химическому составу астеносфера и литосфера одинаковы. Но астеносфера находится в том интервале глубин и температур, где возможно частичное плавление вещества мантии (частичное плавление означает, что вещество перешло линию солидуса, и в нем появились частицы расплава, которые начинают действовать, как смазка между зернами минералов, слагающих породу. При этом порода начинает пластически деформироваться). Степень частичного плавления в астеносфере достигает не больше 1-2 %.

Иногда астеносферу называют слоем Гутенберга (не путать с границей Гутенберга).

- Граница между верхней и нижней мантии проходит на глубине 660-670 км. Данная граница определяет контрастность скоростей сейсмических волн. В интервале 400-670 км заканчивается астеносфера и начинается так называемый слой Голицына (назван именем известного русского сейсмолога Бориса Борисовича Голицына). Слой Голицына является слоем фазовых переходов, связанных с уплотнением кристаллической решетки вещества мантии.

Вещество мантии состоит из перидотита (мантыйный перидотит). Основными минералами перидотита являются **оливин** (около 80%) и **пироксен** (около 20%). Под

воздействием мантийного давления два этих минерала начинают испытывать фазовые превращения – они меняют свою кристаллическую решетку (рис. 1.3, рис. 1.4).

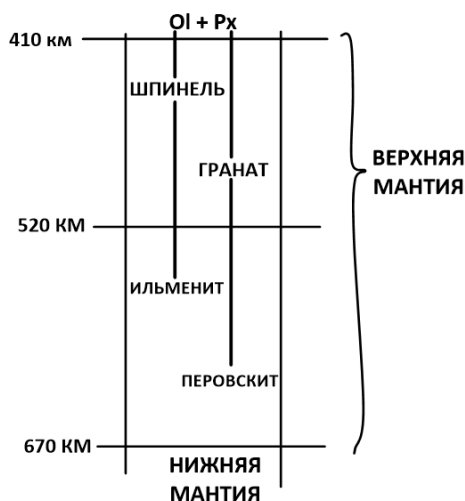


Рис. 1.3. Фазовые превращения минералов перидотита

Проходя через границу 410 км, оливин Ol трансформирует свою кристаллическую решетку в структуру шпинели, а при переходе границы 520 км в структуру ильменита. Пироксен Rx, в свою очередь, приобретает кристаллическую решетку граната, а затем приобретает структуру перовскита:

оливин – шпинель – ильменит

пироксен – гранат – перовскит

Из-за фазовых переходов плотность вещества увеличивается приблизительно на 20% (рис. 1.4).

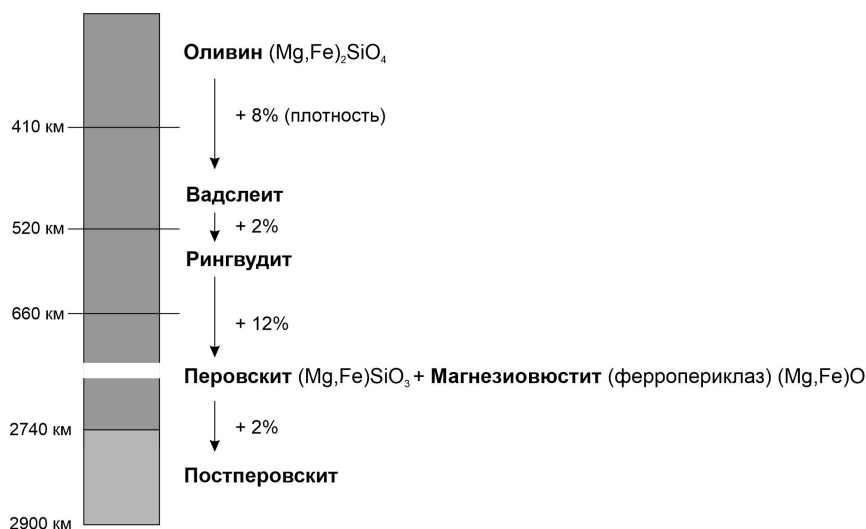


Рис. 1.4. Подробный фазовый переход

Самый последний переход, происходящий уже не в слое Голицына, а на границе мантии и ядра (примерно последние 150-200 км перед ядром) заключается в приобретении перовскитом структуры постперовскита (рис 1.4).

- Внешнее ядро. Оно является жидким и отличается от внутреннего ядра по составу. Именно это определяет его возможность течь. Состав внешнего ядра: примерно 85% железа, 5% никеля, 5% кислорода и 5% серы. О составе ядра информация известна исключительно по моделям. Верхняя граница внешнего ядра лежит на глубине 2900 км.

- Внутреннее ядро. Состав: 95% железа, 5% никеля. Верхняя граница внутреннего ядра лежит на глубине 5150 км (граница внешнего и внутреннего ядер). Радиус Земли составляет 6370 км.

Добавка серы во внешнем ядре является ключевым фактором, снижающим температуры плавления вещества внешнего ядра.

Фактом, свидетельствующим о том, что вещество внешнего ядра жидкое, является невозможность распространения в нем S-волны (поперечные колебания упругих волн).

1.3. Диаграмма распространения сейсмических волн в Земле

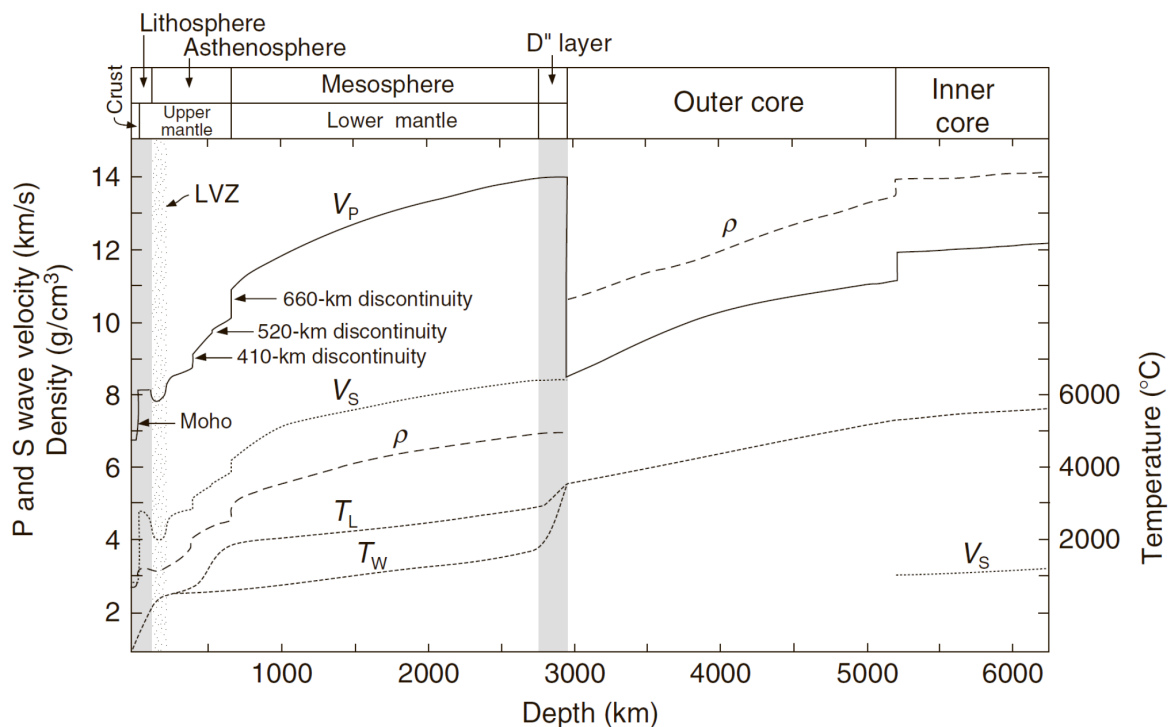


Рис. 1.5 Диаграмма распространения сейсмических волн упругих колебаний в Земле

Стоит обратить внимание на переходную зону верхней мантии (слой Голицына). Границы фазовых переходов отчетливо выражаются в скачках скоростей в первую очередь продольных волн (410 км, 520 км, 660 км). Также хорошо видно, что во внешнем ядре не распространяются поперечные волны (график V_s). Вновь поперечные колебания появляются во внутреннем ядре, что говорит о том, что внутреннее ядро твердое.

1.4. Температура внутри Земли

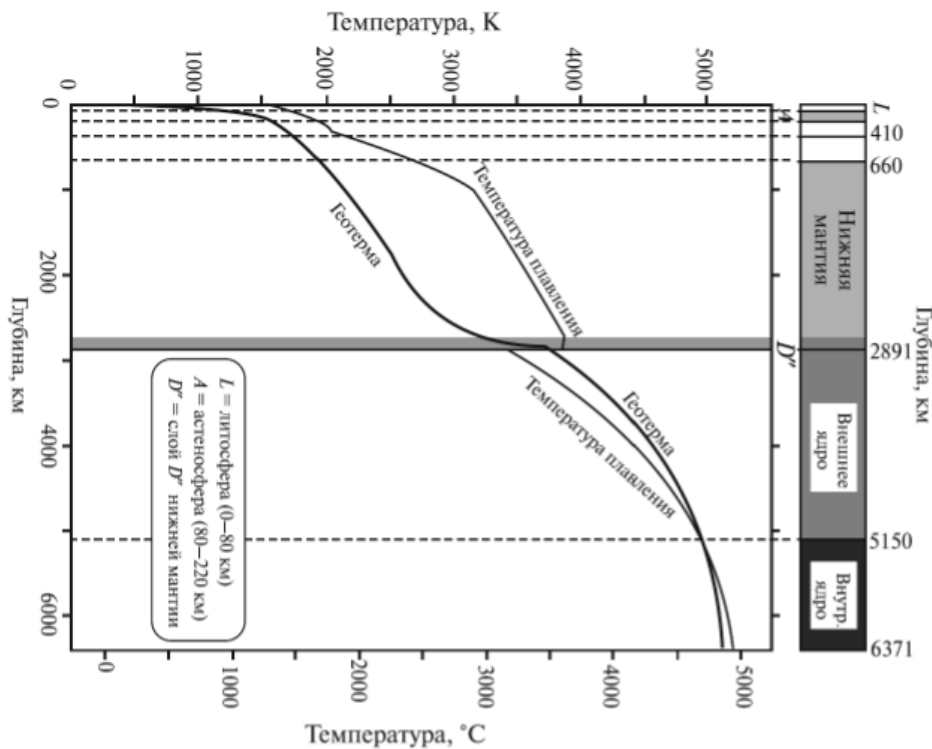


Рис. 1.6. Диаграмма температуры внутри Земли

В настоящий момент считается, что во внутреннем ядре Земли температура достигает примерно 5000-6000 °К и увеличивается с глубиной в соответствии с графиком на (рис. 1.6).

1.5. Строение и состав земной коры

Чем отличается кора от литосферы?

Кора – это химическое понятие, по известной последовательности за корой идет мантия и ядро. Литосфера – это реологическое понятие. Литосфера включает в себя земную кору и верхнюю хрупкую часть мантии, так называемую подкорковую мантию. Понятия кора и литосфера **не отождествляемы**.

Океаническая (океанская) кора

Средняя мощность составляет 7 км (практически всегда за редким исключением это 7 км, она очень стабильна). Она состоит из нескольких слоев (рис. 1.7).

Первым является осадочный слой, его средняя мощность составляет порядка 500 м: на срединно-океанических хребтах мощность осадочного слоя – первые сантиметры, а, например, в Бенгальском заливе, где обломочный материал приносится с Гималаев, мощность осадочного слоя будет составлять 20 км.

Далее идет слой базальтовых пиллоу-лав, который подстилается слоем долеритовых параллельных даек. Мощность базальтов составляет примерно 500 м, иногда достигает 1 км. Мощность слоя параллельных даек достигает примерно 1 км.

Оставшаяся мощность приходится на третий слой коры – слой изотропных габбро (полнокристаллических габбро). Эти породы кристаллизовались из мантии на стенках магматической камеры, из которой поднимались расплавы, питающие дайки и извержения вулканов, приводящие к формированию подушечных базальтов. Мощность данного слоя достигает порядка 4-5 км.

Под основанием третьего слоя (в верхах мантии) иногда выделяют слой серпентинизированных перидотитов мантии. Этот слой важен тем, что до него происходит инфильтрация океанической воды сквозь океанскую кору. Например, при поиске полезных ископаемых данный слой играет важную роль.

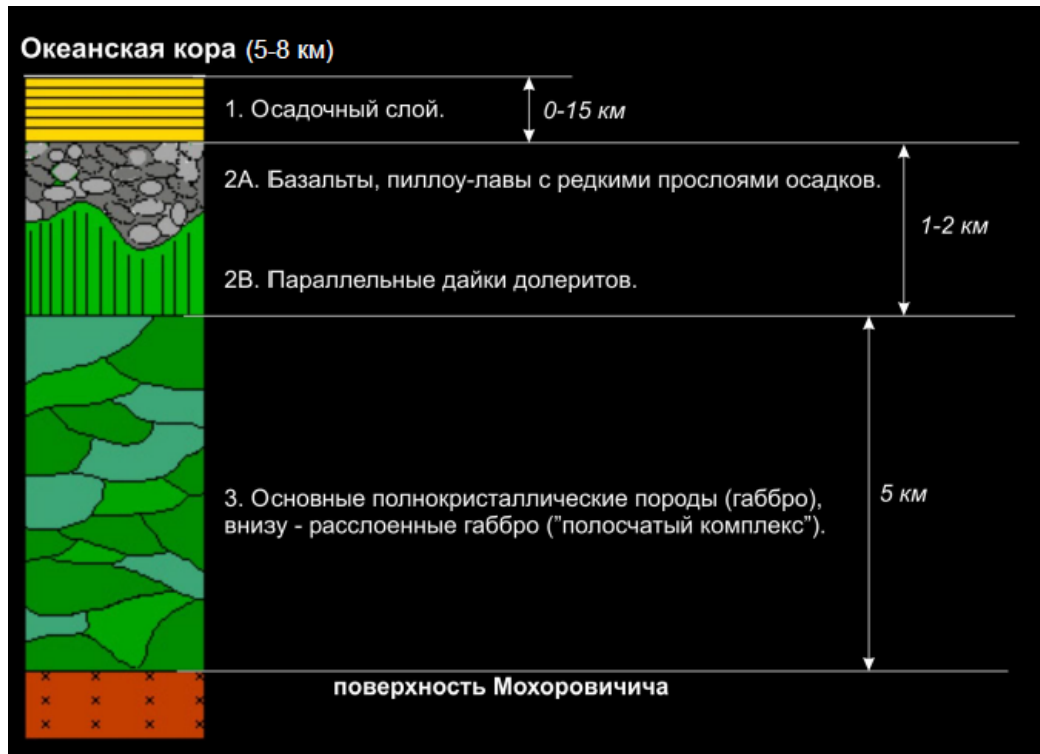


Рис. 1.7. Строение океанической коры

Континентальная кора

Средняя мощность континентальной коры составляет приблизительно 40 км. Верхний слой является осадочным слоем (при наличии). Средняя мощность осадочного слоя достигает 1-1.5 км.

Второй слой является гранитным слоем (гранитно-метаморфический), его мощность составляет порядка 15 км. На сегодняшний день термин «гранитный слой» является устаревшим. Предпочтительнее использовать термин «верхняя кора».

Третий слой занимает оставшиеся 25 км и, соответственно, имеет название «нижняя кора». Также этот слой называют гранулит-базитовым или базитовым (устаревшее). Напомним, что гранулиты являются метаморфическими породами, базиты – основными магматическими породами.



Рис. 1.8. Строение континентальной коры

Для океанической коры все переходы выделяются по скоростям сейсмических волн очень четко, так как

- базальты относительно пористые, в них сейсмические волны идут с маленькой скоростью
- долериты, слагающие комплекс параллельных даек, являются плотными полнокристаллическими породами, в них скорости резко возрастают
- в изотропном габбро скорость возрастает еще больше, так как это еще более плотная порода

Для континентальной коры ситуация обстоит несколько иначе. Граница, разделяющая верхнюю и нижнюю коры, называется границей Конрада. В отличие от океанской коры, где все границы четкие, граница Конрада может отсутствовать, может быть практически невыраженной, а в некоторых сейсмических разрезах может присутствовать неоднократно. Четкой границы между верхней и нижней корой нет, а если есть – она не повсеместна.

1.6. Тектоника литосферных плит

Тектоника литосферных плит – это научная парадигма строения и развития Земли, в рамках которой работают практически все геологи современности. Ей предшествовали другие гипотезы (не парадигмы, т.е. научно не доказанные либо не полностью доказанные гипотезы), самая ранняя из которых – **геосинклиальная концепция**. В отличие от всех предыдущих гипотез, тектоника литосферных плит предполагает, что главенствующими на Земле являются горизонтальные движения литосферных плит, а не вертикальные, как это предполагалось ранее всеми предшествующими гипотезами развития верхних оболочек Земли.

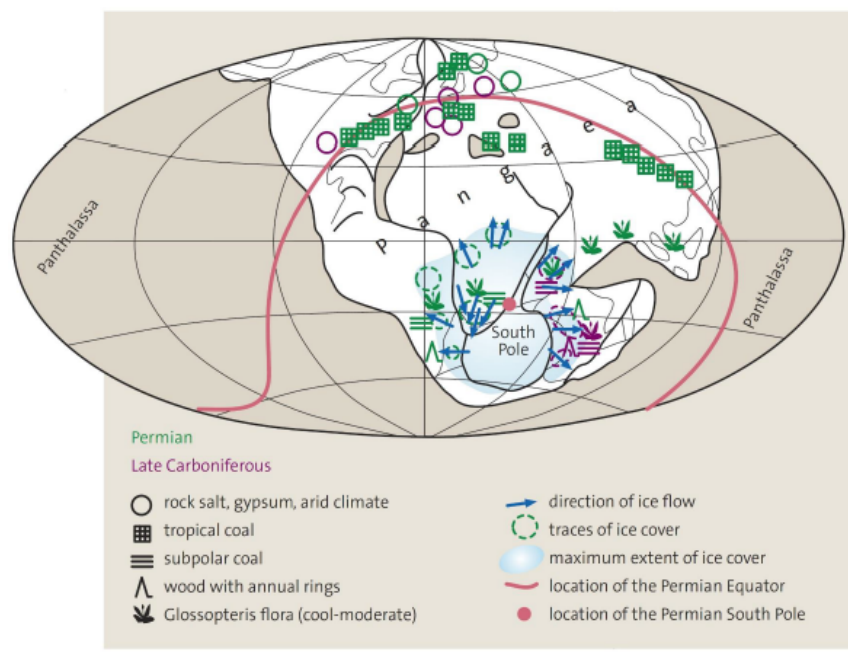


Рис. 1.9. Теория дрейфа континентов

Альфред Вегенер – немецкий метеоролог, внесший огромный вклад в научное обоснование возможности горизонтальных перемещений литосферных плит. В 1912 году в своем труде привел многочисленные доказательства того, что континенты движутся горизонтально, и раньше они располагались вместе в пределах одного суперконтинента, которому он дал имя Пангея. Этот суперконтинент существовал примерно 300 млн лет назад, объединял в себе все существующие континенты и 250 млн лет назад он стал распадаться.

Вегенер привел много доказательств кроме одного – он не мог доказать, *почему* континенты движутся горизонтально. Он предполагал, что в движение их приводят какие-либо течения в мантии Земли, но не мог объяснить механизм этих движений. На тот момент не существовало такого понятия, как геодинамика. Его идея называлась «**Гипотеза дрейфа континентов**» (важно отметить, что Альфред Вегенер выдвинул именно гипотезу дрейфа континентов, но не тектонику литосферных плит).

Тектоника литосферных плит как научная концепция была сформирована в 1960-х годах в результате мощного научно-технического рывка человечества, который наглядно иллюстрируется тем, что до начала Второй Мировой войны мы практически ничего не знали о строении дна океана. С изобретением радара в годы войны стало возможным проведение съемки дна океана, и в 40е-50е годы стало известно, что на дне океана существует огромная горная цепь, аналогов которой нет на поверхности Земли. Речь о срединно-океанических хребтах. В это же время возникла геоморфологическая карта дна Мирового океана. Именно это скачок позволил геологам свести все имевшиеся на то время знания в рамках единой концепции – тектоники литосферных плит. У этой концепции нет конкретного автора, это результат коллективного труда, но когда о ней

говорят, обычно, упоминают фамилии четырех людей: Гарри Хесс (гипотеза расширения океанов), Роберт Дитц (спрединг), Драммонд Мэтьюз (линейные магнитные аномалии), Фредрих Вайн. Эти люди придумали модели, которые легли в основу тектоники литосферных плит.

Тектоника литосферных плит базируется на шести положениях:

- 1. Верхняя часть Земли разделена на две оболочки: жесткую и хрупкую литосферу и подстилающую ее пластичную астеносферу.**



Рис. 1.10. Разделение верхней Земли

- 2. Литосфера подразделена на ограниченное число тектонически обособленных плит.**



Рис. 1.11. Тектонические плиты

Выделяют крупные, средние, малые литосферные плиты. Границы плит практически всегда не совпадают с контурами континентов. Существует **семь крупных плит**: Северо-Американская плита, Евразийская плита, Тихоокеанская плита – самая большая, ее особенностью является то, что на ней практически нет континентальной коры; Южно-Американская плита, Африканская плита, Австралийская плита и Антарктическая плита.

Средние или мелкие плиты: Наска, Кокос – плиты Тихого океана, подстилающие восток Тихого океана; Аравийская плита, плита Хуан де Фука, Индостанская плита, Филиппинская плита, плита Скотия.

На всех границах плит активная сейсмичность – по этому признаку границы и определяются.

3. Существует три вида границ между плитами:

Дивергентные (конструктивные – раздвиг = спрединг) границы наблюдаются в зонах срединно-океанических хребтов и зонах континентального рифтогенеза (плиты расходятся).

Конвергентные границы – те границы, где плиты сходятся.

Трансформные границы – трансформные разломы в пределах дна океана, сдвиги в пределах континентальной коры (плиты движутся, скользя друг относительно друга).

4. Любое перемещение по поверхности сферы – вращение. Оно может быть описано законами сферической геометрии (теорема Эйлера). Вращение происходит вдоль окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли. Выход этой воображаемой оси на поверхность Земли называется полюсом Эйлера.

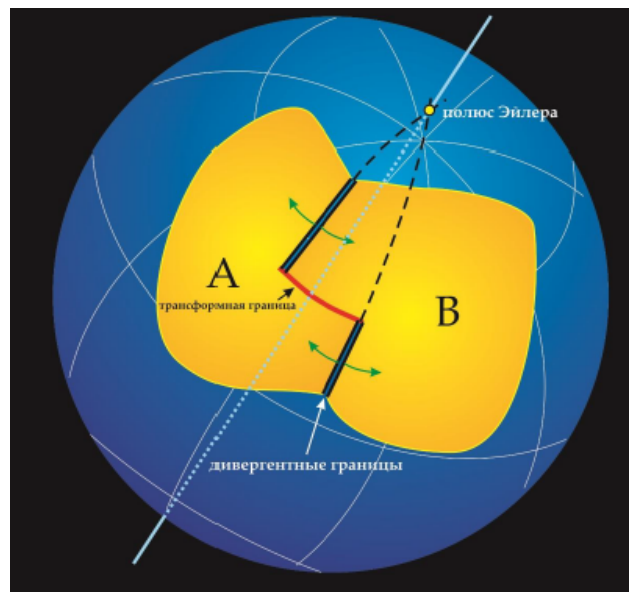


Рис. 1.12. Полюс Эйлера

5. Площадь коры, поглощаемой в зонах субдукции, равно площади коры, нарождающейся в зонах спрединга => размер Земли остается постоянным.
6. Мантийная конвекция – основная причина движения плит.

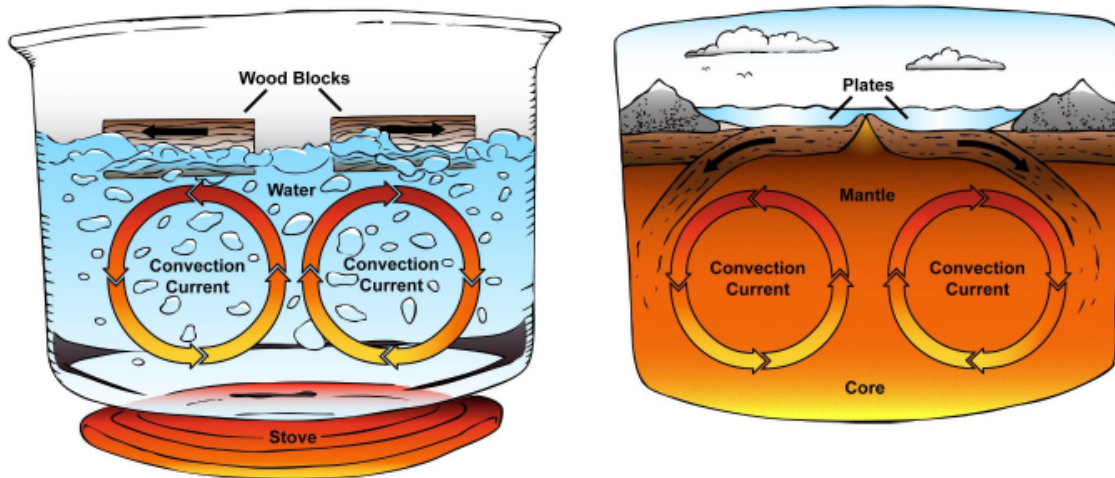


Рис. 1.13. Мантийная конвекция

Земля – тепловая машина, которая постепенно остывает. Тепло на Земле появляется благодаря радиоактивному распаду – примерно половина от всего тепла Земли; гравитационная дифференциация – перераспределение вещества Земли по массе: тяжелое опускается вниз, легкое поднимается вверх, все это вызывает конвекцию (трение), конвекция переводит энергию движения в тепло; приливное воздействие (лунно-солнечные приливы) – на долю этого источника приходится около 0,1% от земного тепла. 4 млрд лет назад, когда образовалась Луна, она была гораздо ближе к Земле. В то время приливы были еще больше, чем на сегодняшний день. Мы можем наблюдать приливы и отливы в морях и океанах, но, на самом деле, литосфера тоже их испытывает. Во время прилива литосфера отзывается поднятием, что и нагревает породы.

Лекция 2. Образование Земли. Строение фундамента древних платформ.

2.1. Образование Земли и ее возраст

Когда и как образовалась наша планета, как она эволюционировала? В настоящее время **возраст Земли** оценивается в **4 млрд 567 млн лет**. Возраст Земли определяется по тем объектам, из которых она сформировалась. Такими объектами считаются *хондритовые метеориты* (рис. 2.1).



Рис. 2.1. Самый древний хондритовый метеорит

Возраст самого древнего хондритового метеорита принимается равным возрасту Земли. Метеорит Альенде упал в Мексике в 1969 году. После падения удалось собрать около 3 тонн метеоритного вещества, благодаря чему метеорит изучен очень подробно и детально.

Хондритовые метеориты состоят из силикатной матрицы и хондр (вкраплений). Самое интересное с точки зрения изучения заключается в том, что у метеорита Альенде не только возраст Земли, но и валовый состав Земли – если перемешать все оболочки Земли, мы получим примерно такой состав, как у этого метеорита. Отсюда было сделано предположение, что Земля образовалась 4,567 млрд лет назад в результате слипания *планетезималей*, представлявших из себя вещество хондритовых метеоритов.

Следующий один из самых древних объектов на Земле – земной объект, минерал, возраст которого составляет **4,4 млрд лет** – **циркон** (рис. 2.2). Циркон – это химически и физически самый устойчивый минерал на Земле, о чем свидетельствует возраст зерна, приведенного на рис. 2.2.

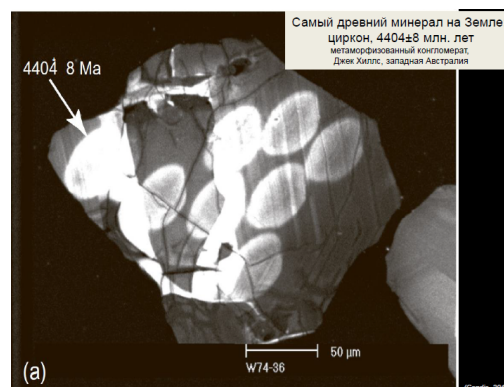


Рис. 2.2. Самый древний минерал на Земле: циркон

Для понимания того, как геологически эволюционировала Земля, необходимо найти самую древнюю горную породу. И она была найдена на севере Канады (рис. 2.3).



Рис. 2.3. Самая древняя порода на Земле

Возраст гнейсов Акаста составляет 4 млрд. лет. На фото один из самых известных геохронологов нашего времени – Сэм Боуринг, который получил первую датировку изотопного возраста по этим гнейсам.

2.2. Основные этапы Земли в процессе эволюции

Хаотичный зон (Катархей) 4567- 4500 млн лет назад:

- (1) Аккреция Земли:
 - через 11 млн лет – 63% современной массы
 - через 30 млн лет – 93%.
- (2) Дифференциация Земли на жидкое Fe-Ni ядро и силикатную мантию (первые десятки млн. лет).
- (3) Образование Луны (~ 30 млн лет после образования Земли).

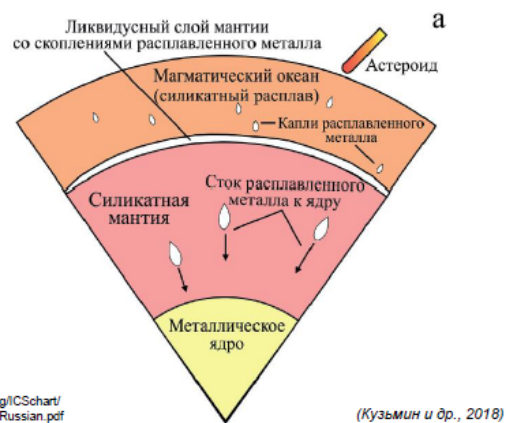
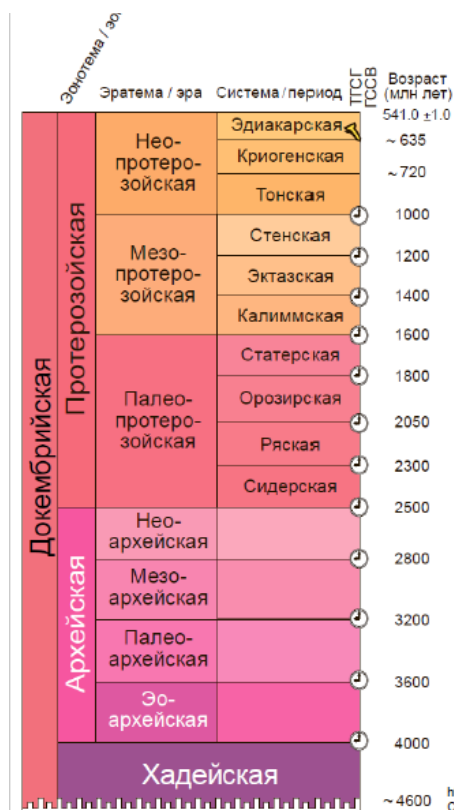


Рис. 2.4. Геохронологическая шкала Докембрия

На докембрийский этап развития Земли приходится 4 млрд лет.

Начинается развитие Земли с **Хаотичного зона (Катархея)**. Его протяженность не очень велика – от момента образования Земли до 4 млрд лет тому назад (67 млн лет). Это то время в эволюции Земли, о котором мы можем судить только косвенно, в том числе, изучая строение других планет земной группы.

Важные этапы:

- Аккреция Земли. Свою современную форму и объём Земля приобрела очень быстро (в геологическом масштабе времени)
- Примерно в это же время в Катархее началась дифференциация Земли на ядро и мантию.
- Образование Протолуны – очень важный этап для ранней эволюции Земли. Говорить, что это была та луна, которую мы можем наблюдать в настоящий момент, ошибочно.

Следующий этап развития Земли (**4.5 – 4 млрд лет назад**, закончился на границе с Археем) назывался **Хадей**. Поверхность Земли в это время представляла собой реки лавы. Единственный способ узнать что-либо о событиях тех лет – изучение вышеупомянутого циркона. Благодаря их изучению стало известно, что к моменту примерно 4,4 млрд лет тому назад на Земле уже существовал океан и уже была атмосфера, содержащая кислород.

2.3. Тепловой баланс Земли

Как уже говорилось, в настоящее время существует несколько тепловых источников Земли: радиоактивный распад (примерно 50% всего тепла, что генерирует Земля), гравитационная дифференциация (перераспределение вещества в вертикальной плоскости, основной источник нагрева внутренних оболочек Земли), < 1% - приливная энергия (внешние оболочки Земли).

4,5 млрд лет назад тепловое нагревание Земли происходило благодаря падению метеоритов. Также существовала накопленная энергия аккреций планетезималей – столкновение планетезималей. Их размер оценивался от 100 м до 50 км. Чем больше становилась Земля, тем больше становилась скорость падения планетезималей на Землю, и тем больше была кинетическая энергия, переходящая в тепло. По подсчетам тепла, выделенного в результате соударения планетезималей в процессе аккреции Земли, хватило бы на то, чтобы расплавить Землю, но этого не произошло, поскольку тепло очень активно выводилось в космическое пространство. Третьим источником тепловой энергии была Протолуна. Она имела гораздо большие размеры, чем современная Луна и летала гораздо ближе, чем сейчас. Лунные приливы, которые вызывала Протолуна, оцениваются в 1.5-2 км, т.е. приливы вызывали подъем твердой оболочки Земли на 1.5-2 км. Таким образом, в то время *Земля была разогрета в первую очередь снаружи*.

На тех этапах развития Земля представляла собой расплавленный магматический океан ультраосновного-основного состава (базальты).

Земля уникальна тем, что, в отличие от других планет земной группы, на Земле присутствует континентальная кора. Именно этот факт, как предполагается, дал возможность произойти жизни на Земле.

2.4. Формирование континентальной коры

Итак, поверхность Древней Земли представляла собой расплавленный базальтовый океан, на поверхности которого формировались первые протоплиты. Застывая, верхняя корочка океана трескалась. При этом поверхность Земли подвергалась интенсивной метеоритной бомбардировке, которая закончилась примерно 4 млрд лет назад. Метеориты разрушили все, что могло бы дойти до наших дней, кроме цирконов, поэтому только начиная с 4 млрд лет мы можем наблюдать какие-либо геологические последствия тех времен. При этом температура на поверхности Земли в то время оценивается в 100° .

Наличие гранитной (кислой) коры отличает Землю от остальных планет земной группы (рис. 2.5).



Рис. 2.5. Как приготовить гранит

К «рецепту» на рис. 2.5 научная общественность шла очень долго и до сих пор идет. Дискуссии о том, как же из первично базальтовой мантии выплавить гранит, не прекращаются. На рис. 2.5. приведен самый общепринятый «рецепт».

В современной обстановке такую картину можно наблюдать в зонах субдукции. Можно провести аналогию. На сегодняшний момент континентальная кора выплавляется в зонах субдукции, но как же она выплавлялась тогда, когда, по идее, субдукции не было (рис. 2.6)?

Ранний архей – это та эпоха, в которой появляются геологические свидетельства развития Земли. В тех условиях тектоники литосферных плит не существовало, поскольку значительную роль в ней играет континентальная кора, а на тот момент вместо континентальной коры существовал базальтовый расплавленный океан, на поверхности которого формировались протоплиты. В сравнении с современной океанической корой протоокеаническая кора была толще и по некоторым оценкам имела мощность около 40 км. Причина этого в том, что тепловая энергетика Земли была выше, соответственно, степени выплавки вещества из мантии были выше, и магматического расплава, застывавшего в виде коры, было больше.

Подвергаясь метеоритной бомбардировке, протокора раскалывалась на маленькие части. Кроме того, из земных недр в виде плюмов поднималось тепло. На рис. 2.6 (верхний левый угол) показана протоокеаническая кора базальтового состава, которая взломана и поделена на маленькие плиты, диаметр которых оценивается в первые десятки километров. На кору воздействует мантийный плюм, расталкивающий плиты при подъеме. В результате плиты начинают вести себя, как лед на реке, и итогом наталкиваний плит является их скопление в одном месте и опускание в мантию под собственным весом. При этом путем уплотнения пород происходит переход базальта в эклогит, при добавлении воды в опущенной части начинается переплавление эклогита и образование гранита.

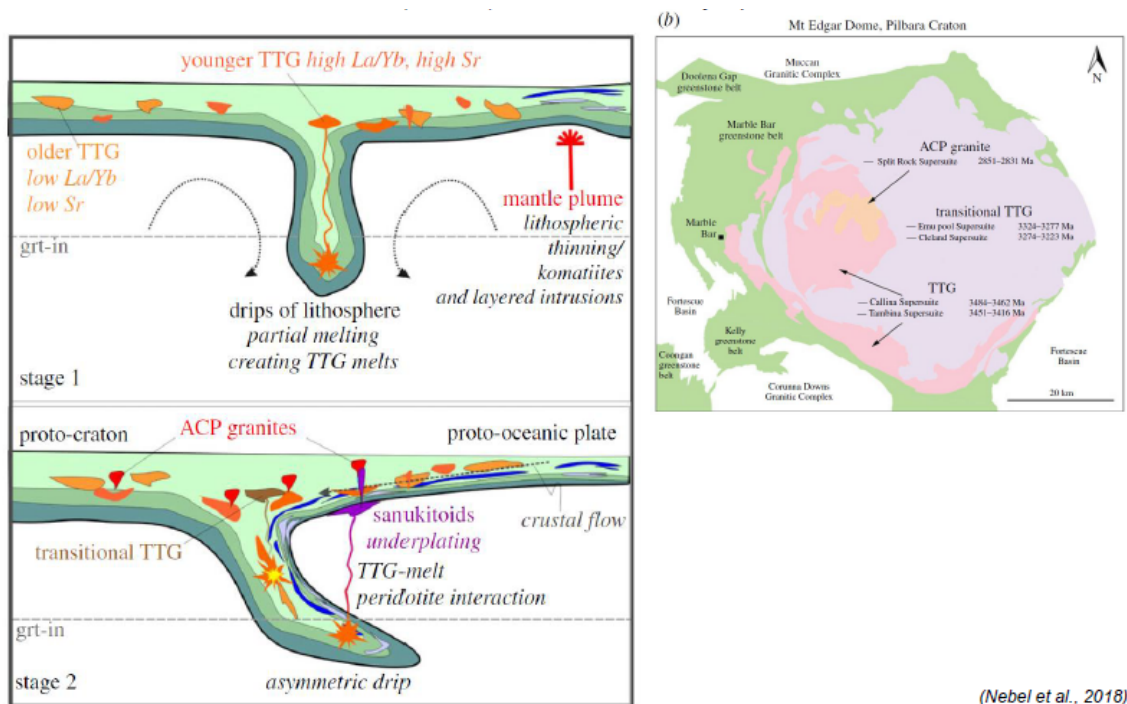


Рис. 2.6. Образование протоконтинентальной коры

Предполагается, что именно таким способом 4-3,5 млрд лет назад на Земле начала выплавляться первая континентальная гранитная кора.

Процесс опускания скопления плит в мантию напоминает субдукцию, но, в отличие от субдукции, вещество тонуло вертикально. Поэтому тектоника тех времен называется LID-тектоника или DRIP-тектоника (LID - покрывка, т.к. вся земля была покрыта базальтовой протокорой, DRIP – капать, т.к. периодически возникали «капли», приводящие к выплавлению гранитов). Первичные граниты имеют название *тоналит-трондьемит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация*. В России их также называют «серые гнейсы».

Важно отметить, что при выплавке гранита из базальта ситуация, при которой из 100 % базальта получится 100 % гранита, невозможна. Из 100 % базальта можно получить максимум 5 % гранита.

Процесс, который выражается в погружении «капель» (скоплений плит) базальтовой коры в мантию, называется *сагдукция*.

Серые гнейсы в настоящее время можно обнаружить всюду. Самое близкое к нас расположение – на Кольском полуострове.

2.5. Строение фундамента древних платформ

Древними платформами называют те платформы, в основании которых находится докембрийский фундамент.

В строении фундамента древних платформ выделяются:

1. гранит-зеленокаменные области

- **зеленокаменные пояса:**
 - метаосадочные породы (кварциты, конгломераты, граувакки, кремнистые породы);
 - средние и кислые эффузивы пирокластическая, обломочные породы, вулканиды похожи на островодужные; + толеиты, ультраосновные лавы, коматииты.
- **гранитные батолиты (более молодые)**

2. гранулитогнейсовые пояса

Главным образом состоят из глубоко метаморфизованных гнейсов (гранулитовая фация) глубинных уровней «активных континентальных окраин».

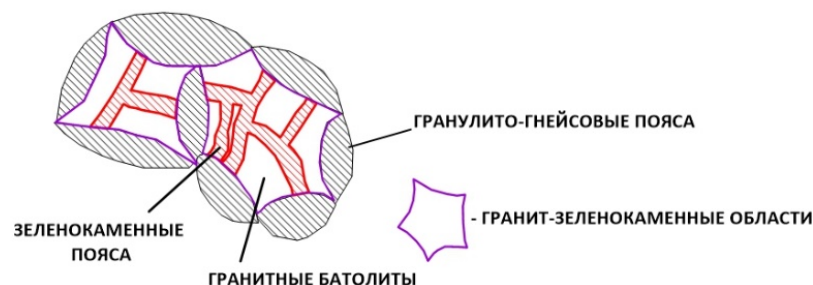


Рис. 2.7. Фундамент древних платформ

Грубо говоря, так выглядит фундамент древних платформ, такие структуры мы сможем наблюдать, если окажемся на щите (рис. 2.7). Масштаб этих структур – первые сотни километров.

В настоящий момент ведущую роль в тектонике плит занимают литосферные плиты. Характерный поперечник литосферных плит – порядка тысячи-десятки тысяч километров. Земля остывает, на сегодняшний день она холоднее, чем была 3 млрд лет назад. Это влечет за собой снижение ее активности, а, соответственно, увеличение размеров плит. Мелкие плиты, существовавшие в тот период, сохранились в структуре современных крупных плит.

В структуре фундамента древних платформ (рис. 2.7) выделяются гранит-зеленокаменные области (фиолетовым цветом), в строении которых выделяются зеленокаменные пояса (красным цветом), разделяющие островки гранитной коры (гранитные батолиты). По сути, это и есть та самая протогора, представляющая собой вторично переплавленные серые гнейсы, образовавшиеся 3,5-4 млрд лет назад.

Гранитные батолиты были, грубо говоря, слеплены в единые гранит-зеленокаменные области и разделены в их структуре зеленокаменными поясами. Затем гранит-зеленокаменные области, как уже более масштабные структуры, сталкивались друг с другом посредством гранулит-гнейсовых поясов (показаны белой штриховкой). Гранулит – порода высокой степени метаморфизма. Этот метаморфизм происходил как раз во время столкновения гранит-зеленокаменных областей. Таким образом при остывании Земли плиты становились крупнее.

Когда объем континентальной коры на Земле стал примерно таким, как сейчас, тектоника литосферных плит стала так похожа на сегодняшнюю. Если объединить то, что представлено на рис. 2.7, получим *эукратон*.

Кратон – это стабильная древняя область континентальной земной коры. Из кратонов состоят современные платформы.

Эукратон – самый древний и самый маленький кратон; протократон.

Состав зеленокаменных поясов напоминает строение задуговых бассейнов (рис. 2.8).

Предполагается, что при формировании зеленокаменных поясов тектоника плит могла существовать примерно в том виде, в котором мы наблюдаем ее сейчас.

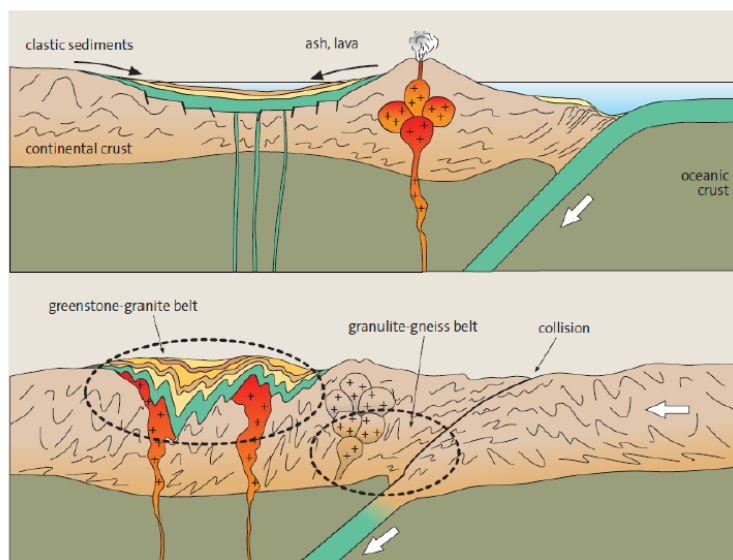


Рис. 2.8. Одна из предполагаемых моделей формирования зеленокаменных и гранулит-гнейсовых поясов

При процессе протоколлизии образовывались гранулит-гнейсовые пояса. В результате на современном эрозионном срезе (снизу) можно наблюдать структуру

фундамента современных древних платформ: зеленокаменные пояса, прорывающие их на заключительных стадиях формирования этих структур граниты и гранулитогнейсовые пояса, разделяющие гранит-зеленокаменные области.

2.6. Становление тектоники плит

На схеме, приведенной на рис. 2.9 показано, как LID-текtonика переросла в тектонику литосферных плит, и когда это произошло. Кривые 1, 2, 3 представляют собой объемы континентальной коры на Земле согласно трем рассматриваемым моделям.

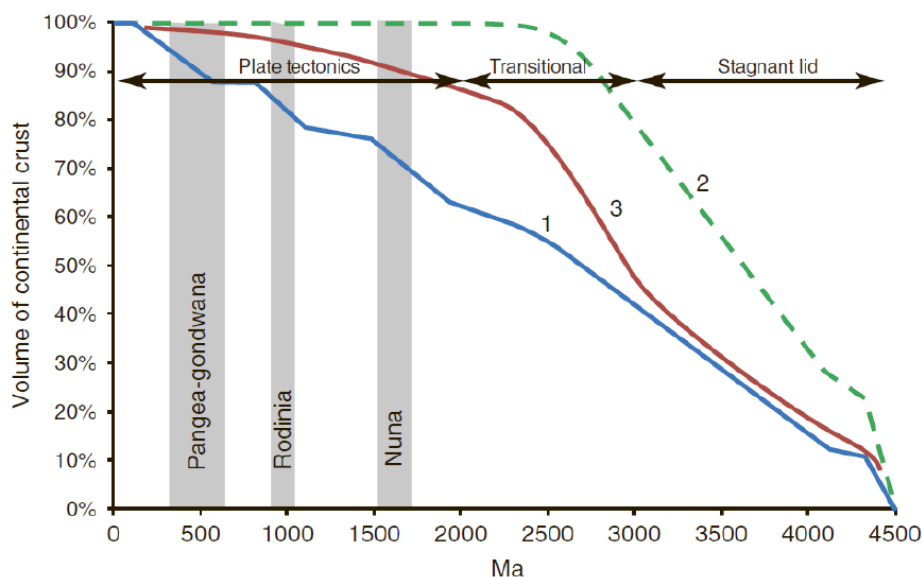


Рис. 2.9. Схема становления тектоники плит

Наибольшее количество континентальной коры на Земле выплавилось судя по третьей модели приблизительно 2,7 млрд лет назад, по второй – 3 млрд лет назад. Все исследования сходятся к тому, что основной объем континентальной коры сформировался в интервале 2,7-3 млрд лет назад. Процесс образования был довольно активный, нелинейный – максимально активно он происходил в архее, затем скорость прирастания коры уменьшилась.

Таким образом, LID-текtonика способствовала выплавке гранитной коры, при текtonике плит выплавка гранитов не такая эффективная.

Процесс перехода LID-текtonики в тектонику литосферных плит произошел 2,7-3 млрд лет назад. На это время приходится первые сведения о первых континентах, которые, в сущности, являлись не континентами, а суперкратонами.

В то время размеры континентов (кратонов) были меньше – сотни километров. В их состав входили эократоны – более мелкие кусочки (рис. 2.10).

Наиболее известные кратоны: Пилбара, Сан-Франциско, Ладожский кратон, Барбертон. Исуа и Акаста – самые древние кратоны на Земле. С течением времени кратоны начали объединяться в первые континенты.

Примеры:

- На западе Австралии можно заметить светлые пятна, разделенные полосками (зеленокаменными поясами) – эократон Пилбара.
- На юге Африки находится очень известная дайка – Великая дайка Зимбабве. Ее возраст 2,6 млрд лет, протяженность почти 500 км и внедрена она в породы с возрастом 2,8-2,9 млрд лет. Ее размер характеризует размер существовавших тогда островков континентальной коры. Таким образом это означает, что уже тогда существовал кратон (кратон Зимбабве) размером более 1000 км.

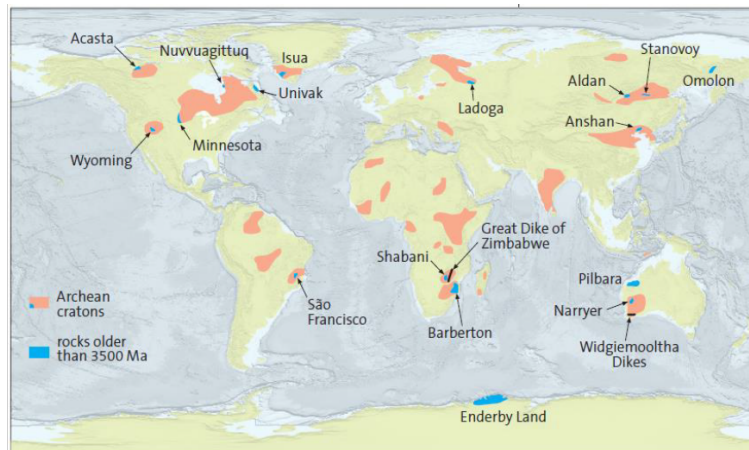


Рис. 2.10. Распределение кратонов (обозначены красным) и эократонов (обозначены голубым)

Суперконтиненты

В эволюции Земли все континентальные массы периодически собираются в единую континентальную массу, называемую **суперконтинентом**. Последний суперконтинент – **Пангея**, она образовалась примерно 300 млн лет назад, распалась примерно 200 млн лет назад. В то время все островки континентальной коры были собраны практически в одном континенте.

Перед Пангеей (примерно 1 млрд лет назад) существовал суперконтинент **Родиния (Пангея-1)**. 1,8 млрд лет назад существовал суперконтинент **Нуна**. Нуна предшествовал **Кенорленд (Моногея, Пангея-0)**, 2,5 млрд лет назад. Самым первым достоверно установленным континентом был **Ур**, примерно 3 млрд лет назад. Есть предпосылки, что перед ним был самый древний суперкратон (не суперконтинент, более мелкая единица литосферы) **Ваальбара**, 3,6 млрд лет назад.

Можно сделать вывод о том, что суперконтиненты образуются периодически с периодом около 600-700 млн лет. Вопрос «Что заставляет всю земную кору каждые 600-700 млн лет объединяться в единый суперконтинент?» все еще тревожит умы великих ученых.

На рис. 2.11 (справа) цветом показано распределение континентальной коры по возрасту: розовым обозначена кора, образовавшаяся до 2,5 млрд лет назад (45%), 2,5-1,6

млрд лет назад - фиолетовым (30 %), меньше 30 % континентальной коры было сформировано за последние 1,5 млрд лет – процесс формирования континентальной коры затухает с остыванием Земли.

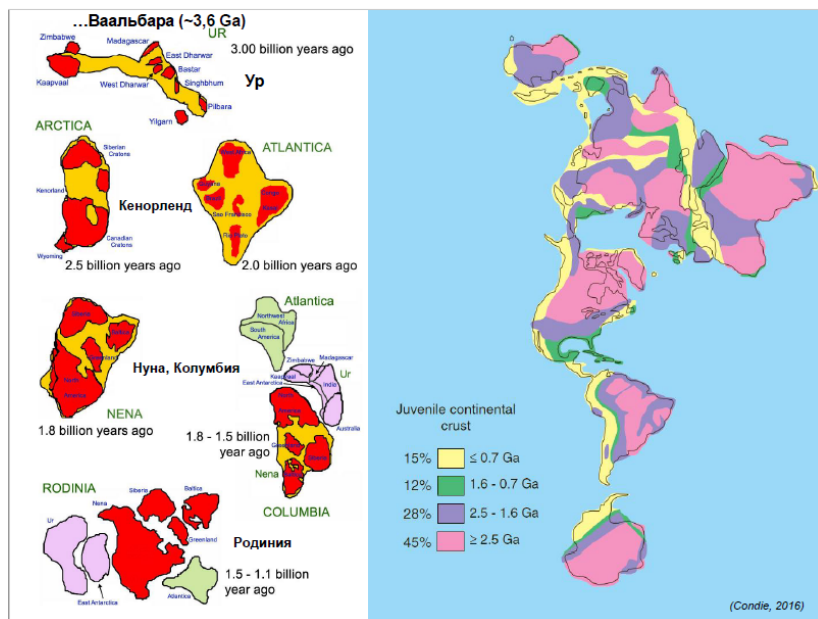


Рис. 2.11. Суперконтиненты

На рис. 2.12 представлена Восточно-Европейская платформа, на которой расположен Восточно-Европейский кратон. Он состоит из трех крупных частей: Фенноскандия, Волго-Уралья и Сарматия. В свою очередь эти крупные части также состоят из эократонов.

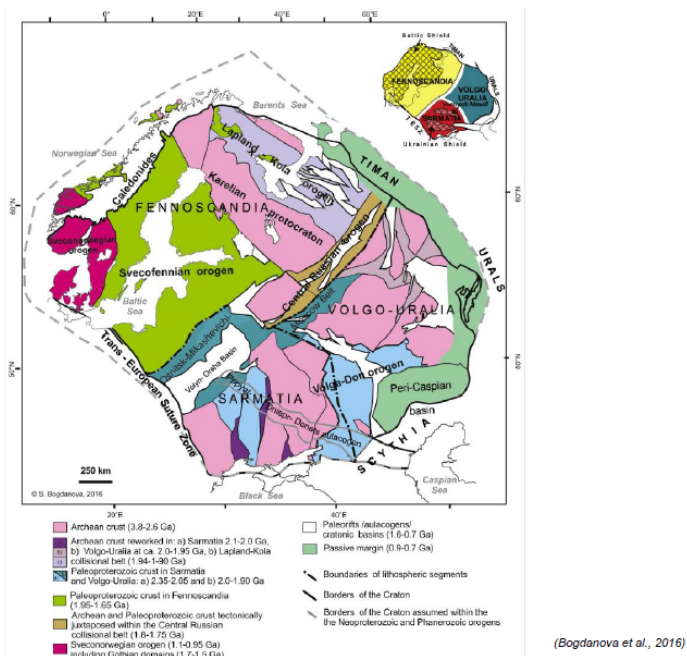


Рис. 2.12. Восточно-Европейский кратон

То же самое можно говорить и других континентах. Например, Северная Америка (рис. 2.13).



Рис. 2.13. Древние платформы

Фундамент Северо-Американской платформы (Лаврентия) состоит из кратонов и разделяющих их складчатых поясов.

Основные этапы:

1. **Хаотичный эон 4,567-4,5 млрд лет назад:**
история Земли началась 4,567 млрд лет назад; аккреция и разогрев, образование Луны
2. **Гадей-архей 4,5-4 млрд лет назад:**
уже существовала вода, Землю покрывал океан, началось выплавление гранита; метеоритные бомбардировки; LID-тектоника (DRIP-); ТТГ-ассоциация;
3. **3 млрд лет назад:** началась тектоника литосферных плит (малых); к этому времени было выплавлено примерно 70 % континентальной коры, существующей сейчас
4. **1,9 млрд лет назад:** тектоника плит (крупных)

Лекция 3. Методы изучения тектонических движений и современного напряженного состояния

3.1. Молодые и древние платформы (дополнение к предыдущей лекции)

Как уже было сказано, фундамент древних платформ состоит из гранит-зеленокаменных областей, гранулитогнейсовых поясов и более молодых орогенных поясов. Платформы разделяются на древние и молодые.

Для *древних платформ* характерен архейский (ранний-средний протерозой) фундамент: **AR-PR₁**. Для *молодых платформ* фундамент позднедокембрийский (байкальская эпоха складчатости) – протерозойский: **PR₃-PH**.

В строении древних платформ выделяют основные элементы первого порядка: *плиты и щиты*.

Плиты – это те области фундамента платформ, которые покрыты осадочным чехлом.

Щиты – области выхода фундамента платформы на поверхность; там, где осадочный чехол полностью уничтожен эрозией.

Молодые платформы часто называют плитами по той причине, что в их пределах практически нет щитов. Практически все молодые плиты перекрыты мощным осадочным чехлом. Платформами же называют древние платформы, в основании которых докембрийский фундамент.

В строении верхних горизонтов платформ можно выделить следующие элементы залегания чехла: *синеклизы и антиклизы*.

Синеклиза – пологая протяженная отрицательная форма рельефа поверхности кровли фундамента, которая также выражается и в структуре чехла (Московская синеклиза, Тунгусская синеклиза). Мощность чехла в пределах центральной части синеклиз достигает приблизительно 3-5 км – это мощные осадочные бассейны. Осадочные отложения синеклиз выполнены преимущественно морскими мелководными и глубоководными отложениями.

Антиклиза – крупная (до нескольких сотен-тысяч км в поперечнике) сводовое поднятие поверхности фундамента древней платформы. Мощность чехла в вершине антиклизы может достигать 500 м – 2 км. Для антиклиз характерны своды (могут иметься локальные поднятия).

Иногда фундамент в пределах антиклизы может выходить на поверхность, образуя массивы (Анабарский массив, Оленекский массив). Эти массивы – это сводовые части антиклиз, которые в настоящее время выведены на поверхность Земли.

Разница щита и массива заключается в том, что территория щита испытывает устойчивую тенденцию к вздыманию на протяжении практически всего времени развития платформы, щит практически никогда не перекрывался осадками. Массив – это

поверхность фундамента, относительно недавно выведенная на поверхность, большую часть своей истории территория массива была перекрыта осадочным чехлом.

Фундамент всех платформ – это денудированный ороген. Перед становлением орогена платформой он проходит несколько стадий. Когда в пределах орогена заканчиваются складчатые деформации, он начинает денудироваться, разрушаться. С течением времени происходит выравнивание и образуются равнина, являющаяся фундаментом молодой плиты. Эта стадия называется *стадией кратонизации*. Затем как следствие растяжения у платформ начинается *авлакогенная стадия*.

Процесс более подробно: при столкновении двух массивных плит между ними возникает ороген. Затем ороген выравнивается. Изостатический ответ росту орогена – растяжение территории под орогеном (растяжение между платформами). На этой территории будут закладываться авлакогены (рифты).

У всех древних платформ стадия кратонизации была приблизительно 1.9-1.6 млрд лет назад. Авлакогенная стадия примерно около 1 млрд – 700 млн лет назад. Авлакогенная стадия хорошо согласуется со временем распада суперконтинента Родиния, существовавшего примерно в это время.

Далее наступает стадия накопления плитного чехла древних платформ. Плитная стадия может и опережать авлакогенную стадию, но, по сути, плитная стадия продолжается до сих пор.

В чехле древних платформ авлакогены (палеорифты) представляют собой грабенообразные структуры. Визуально они будут выражаться в виде синеклиз, поскольку находятся на большой глубине и их перекрывает мощный осадочный чехол.

Авлакоген может претерпеть инверсию. Пример: Поскольку суперконтинент Родиния раскалывался, Восточно-Европейская платформа (ВЕП) около 1 млрд лет назад испытала растяжение. Заложилась рифты, затем образовался авлакоген. По сравнению с остальным фундаментом ВЕП образовавшийся авлакоген является ослабленной зоной. Если ВЕП снова начнет испытывать напряжение, данная ослабленная зона сможет ожить. В этом случае осадки, засыпавшие авлакоген, начнут выжиматься вверх. В этом случае над авлакогеном в структуре чехла древней платформы будет наблюдаться *вал или сводовые поднятия*.

В пределах осадочного чехла древних платформ есть еще одна интересная структура. Это *внутриплитные дислокации*. Пример: на периферии платформы, засыпанной осадочным чехлом, начинаются орогенные сооружения. В этом случае напряжения сжатия могут передаваться по чехлу, поскольку чехол более податлив. Сжимающие напряжения с периферии платформы могут передаваться очень глубоко в ее тело, вызывая формирование сводов или плитных дислокаций, надвигов, проще говоря, возвышенностей, высотой в первые десятки и даже сотни метров. Например, Жигулёвские горы являются результатом передачи деформации с периферии в внутренние области древней платформы.

Фундаментом молодых платформ является остаток от складчатого сооружения. Про молодые платформы (плиты) следует сказать, что их фундамент подразделяется по возрасту завершающей складчатости: эпигерцинские платформы (Западно-Сибирская плита), эпикимерийские (Скифская плита, Восточно-Австралийская платформа, Патагонская платформа), эпикаледонские платформы. Мощный осадочный чехол на молодых платформах преимущественно представлен морскими отложениями.

3.2. Методы изучения тектонических движений и современного напряжения

Движения литосферных плит могут быть двух типов: *относительные и абсолютные*. С другой стороны, они могут быть *современные и древние, вертикальные и горизонтальные*. Каждый тип движения должен изучаться набором определенных методов.

Часто современные движения называют *движениями новейшего этапа* или *неотектоническими*. Но не нужно отождествлять термин «неотектоника» с современными движениями. В тектонике выделяется *неотектонический этап P₃-Q*, который длился последние 30 млн лет – за это время был сформирован современный рельеф Земли.

Методы изучения современных движений

1. Современные вертикальные движения

- **Водомерный метод**

В первую очередь, человечество научилось фиксировать относительные вертикальные движения. Самым первым методом их измерения был *водомерный метод*. В портах можно наблюдать водомерные посты, измеряющие уровень воды с течением времени. Такие станции стали появляться в 18-м веке. В 19-м веке стали обобщать информацию об уровне воды, собранную в портах по всему земному шару. В России абсолютным отсчетом высот для всех карт, что издавались с 1840 г. для нашей территории, является *нуль кронштадтского футштока* (1840 г.). Движения измерялись *относительно* данного нуля.

Какие интересные результаты дал этот метод? Было замечено, что в одних портах уровень воды понижается, в других – повышается. Такой результат был сопоставлен с вертикальными движениями блоков земной коры. Характерные скорости этого движения были миллиметры в год.

Данный метод широко используется до сих пор. В США его применяют для изучения локальных вертикальных тектонических движений.

- **Метод повторного нивелирования**

Применяется для внутренней территории континентов. В 19 веке в связи с развитием железнодорожной сети потребовалось очень точно регулярно измерять вертикальные движения грунта с помощью прибора, который называется нивелир. Он позволяет точно измерять превышения. Такая сеть опорных геодезических пунктов,

разбросанных по всей стране, была создана и существует до сих пор. При помощи нивелира смотрят превышение опорной точки над другой выбранной точкой. Было замечено, что со временем опорные точки геодезической сети меняют свое положение. Этот метод работает с середины 19 века и позволяет фиксировать вертикальные движения земной коры. Этот метод локально-региональный.

- **Методы космической геодезии**

В настоящее время используются в первую очередь для измерения вертикальных движений земной коры. Среди них самый используемый метод – GPS.

2. Современные горизонтальные движения

- **Методы космической геодезии - GPS, VLBI**

Метод длиннобазовой интерферометрии (VLBI)

Горизонтальные движения измерять научились позже, чем вертикальные. В настоящий момент в первую очередь для этого используют метод GPS, позволяющий достичь максимальной точности при минимальном вложении средств. Для этого используются специальные базовые станции GPS. По всему миру их несколько тысяч. Станции передают данные о своем местоположении в координационный центр, где уже высчитываются горизонтальные скорости тех блоков земной коры, где находятся GPS. Точность достигается за счет стационарности станции. В последнее время используют дополнительные системы спутниковой навигации (ГЛОНАСС). Интегрирование нескольких систем в одном приемнике повышает точность. До GPS был распространен метод VLBI.

Метод использует радиотелескопы, принимающие сигналы из внегалактических источников (квazarов), находящихся на расстоянии миллионов световых лет от Земли. Принцип его довольно прост (рис. 3.1).

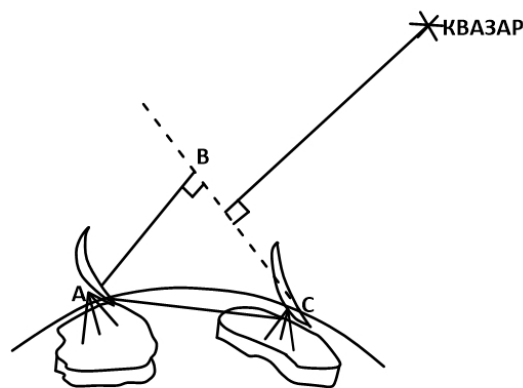


Рис. 3.1. Принцип метода VLBI

Квazar расположен настолько далеко, что волновой фронт, доходящий до Земли, можно считать прямолинейным, плоским. Волновой фронт доходит до радиотелескопов, располагающихся на поверхности плит (рис. 3.1). Диаметр телескопов может достигать

нескольких сотен метров. Когда сигнал приходит на первый телескоп, телескоп фиксирует его прибытие и засекает время, за которое этот сигнал дойдет до следующего телескопа. Телескопы синхронизированы во времени до 40-го знака после запятой секунд. Таким образом, в треугольнике находится катет АВ – время, умноженное на скорость распространения света. Известно направление на квазар и направление на телескоп (угол ВАС). Зная катет и угол, можем найти гипотенузу – расстояние между двумя плитами.

Решение треугольников лежит в основе всех методов космической геодезии. Точность этого метода для измерения горизонтальных движений достигает первых миллиметров (горизонтальные движения плит могут достигать 20 сантиметров в год, в среднем это первые сантиметры в год).

- **Метод повторных триангуляций (трилатераций)**

Триангуляция связана с углом, трилатерация со стороной. Для этого метода используется теодолит, позволяющий измерять угол между двум направлениями. Угол измеряется между опорными пунктами в геодезической сети, эти измерения повторяются через определенный промежуток времени. Изменение угла фиксирует горизонтальное движение поверхности земной коры. Метод регионально-локальный, может быть применен только в пределах одного крупного блока земной коры, не применяется для определения скоростей движения литосферных плит в пространстве.

Конечной целью применения всех перечисленных методов является создание модели современных движений литосферных плит. Одна из этих моделей приведена на Рис. 3.2.

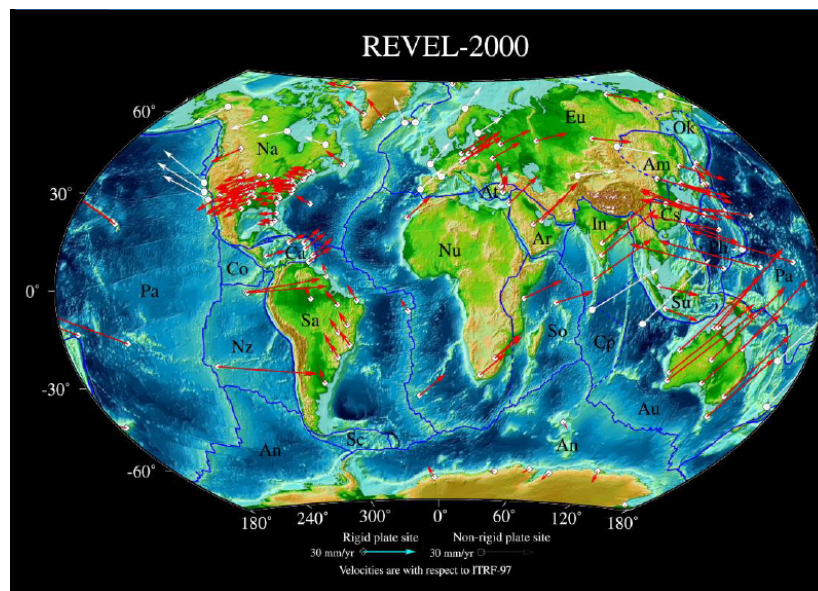


Рис. 3.2. Модель современных движений литосферных плит

Если сравнивать движение литосферных плит в настоящее время (до 20 см в год) и в прошлом, мы увидим, что движение литосферных плит сейчас происходит

практически на порядок быстрее, чем даже 5 млн лет назад. Этот эффект получил название «*Парадокс скоростей тектонических движений*». Он заключается в том, что в настоящее время мы наблюдаем Землю одномоментно, наша жизнь составляет ничтожную часть геологической эволюции Земли. Когда мы заглядываем в прошлое, мы не можем вернуться в определенный день в прошлом. Все данные, что мы получим о том, какой была Земля 100 млн лет назад, будут осреднены на большом промежутке времени. Если представить, что человек меряет движение литосферных плит уже 1 млн лет, осреднить полученные данные и сравнить с движениями литосферных плит в прошлом, мы получим сопоставимые величины и парадокса скоростей не будет. Но человечество меряет движение литосферных плит всего 50 лет, парадокс скоростей имеет место быть.

Это говорит о том, что есть *мгновенные* и *конечные* движения литосферных плит. *Конечные* – то, куда плита сдвинулась за время, сравнимое с геологическим. *Мгновенные* – то, что наблюдается сейчас. Пример: субдукция – погружение одной плиты под другую. Ошибочно полагается, что это перманентный процесс. Условно, если в плиту установить кол, то каждый год он будет сдвигаться на одинаковое количество сантиметров. Это не так. Кол может стоять неподвижно на протяжении 10 тыс. лет, а после очередного разрушительного землетрясения сместиться на 20 м за 10 секунд. В настоящее время мы измеряем мгновенные движения, все, что мы знаем о прошлом, представляется в конечных скоростях.

3.3. Методы изучения современного напряженного состояния земной коры

Конечным итогом использования данных методов изучения напряженного состояния земной коры является составление карт сейсмического районирования. Говоря простым языком, конечным итогом будет являться, например, решение о том, можно ли строить здание в изучаемой области.

Три основных метода:

1. Определение характера смещений в очагах землетрясений (**сейсмофокальный метод**);
2. Изучение ориентировки и знака перемещений по геологическим индикаторам (сколовым трещинам, штрихам, бороздам на зеркалах скольжения);

Собранные данные анализируются и строятся роз-диаграммы приоритетных направлений даек, жил, зеркал скольжения и т.д. При взгляде на эту общую картину можно восстановить направления осей сжатия и растяжения для данного района; понять, испытывает ли район сжатие или растяжение, какой величины, с какой стороны они происходят.

3. Инструментальное измерение напряженного состояния в скважинах и горных выработках.

При создании шахт и горных выработок на стенки устанавливаются специальные приборы, которые фиксируют минимальные смещения пород относительно ствола шахты или стенки горной выработки. Эти приборы позволяют регистрировать направления осей сжатия и растяжения в данном объеме горной породы.

Чтобы составить карту сейсмического районирования, необходимо знать с какой магнитудой в данном районе происходит землетрясения и их повторяемость. Для этого необходимо изучать последствия землетрясений - *сейсмодислокации*.

Сейсмодислокации – подвижки в верхних горизонтах земной коры, происходящие при землетрясениях и выражающиеся в тех породах, что выходят на поверхность. Сейсмодислокации позволяют определить кинематику разрывного нарушения - понять, какой блок поднялся или опустился, какие происходили разломы или разрывы, сдвиги и т.д (рис. 3.3).

Также, сейсмодислокации могут изучаться в прошлом, они будут называться палеосейсмодислокациями. На тех территориях, где предполагается наличие палеосейсмодислокаций, проводятся вскрышные работы, что позволяет изучить подвижки, образовавшиеся в результате землетрясений.

Далеко не все землетрясения выражаются в виде сейсмодислокаций. Глубокофокусные землетрясения не всегда находят в них выражение. Для таких ситуаций существует *сейсмофокальный метод*.

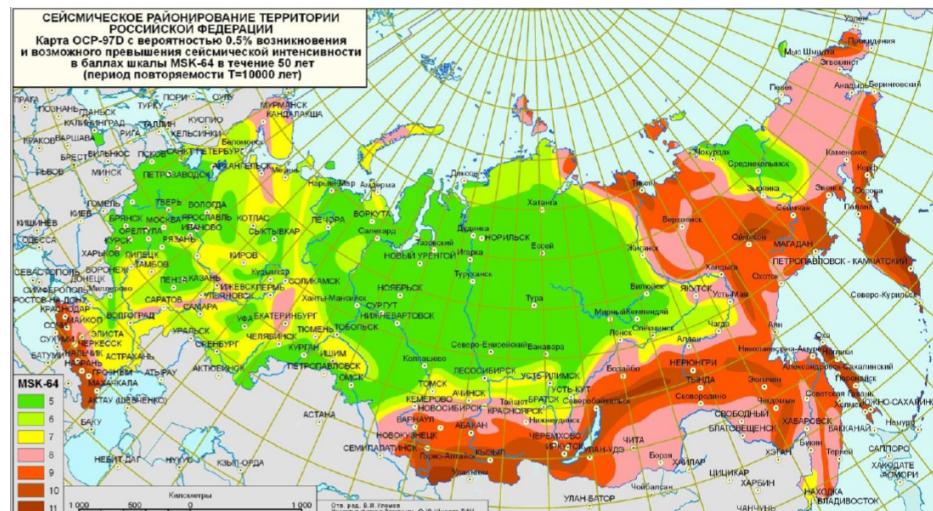


Рис. 3.3. Наиболее актуальная карта сейсмического районирования

Красным цветом обозначены наиболее сейсмоопасные области, зеленым – относительно сейсмспокойные. Разработка данной карты является одной из приоритетных задач отечественной и мировой науки, поскольку эта карта определяет хозяйственную деятельность человека в стране.

Лекция 4. Методы реконструкции тектонических движений прошлого. Внутренние области океанов.

4.1. Методы изучения тектонических движений геологического прошлого

1. Метод фаций и мощностей. Объемный метод.

Фации – определенные типы пород, которые образуются в определенных геодинамических обстановках. Благодаря изучению фаций возможно реконструировать движения прошлого, в частности, *вертикальные тектонические движения* прошлого.

Пример: имеется фация лагунных известняков. Их мощность 10 м. Сверху эти известняки перекрываются мощной толщей конгломератов. Что могло привести к тому, что лагунные известняки сменились конгломератами? Где-то вблизи лагуны появились горы, которые стали интенсивно разыматься, и обломочный материал стал сноситься к лагуне – где-то произошли вертикальные движения.

Мощности позволяют качественно определить амплитуду вертикальных движений. Дополнение объемного метода также позволяет получить косвенные оценки объема амплитуды вертикальных движений: если накопления отложений составляют порядка сотен километров – денудация была объемная, были образованы большие горы; если мощность отложений измеряется сантиметрами – вздымание было незначительным. Таким образом, подсчитывая объем накопившегося материала, возможно примерно оценить, какой объем пород был разрушен, и перевести это в величины амплитуды вертикальных движений.

2. Анализ перерывов и несогласий

Тесно связан с первым методом. Позволяет изучать вертикальные движения прошлого.

Пример:

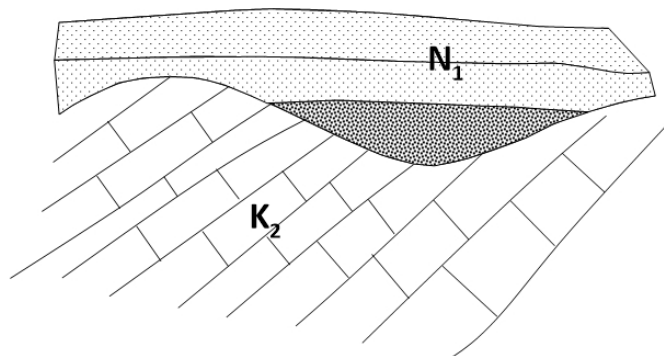


Рис. 4.1. Угловое стратиграфическое несогласие

На рис. 4.1 представлено угловое стратиграфическое несогласие. Чаще всего карбонатная толща накапливается горизонтально, соответственно, толща накопилась горизонтально, наступил размыв, толща была дислоцирована, и, затем, ее перекрыли горизонтально залегающие осадки неогена. Можно сделать вывод о том, что после накопления карбонатной толщи в позднем мелу и перед миоценовыми песчаниками

произошли деформации, а, следовательно, имели место быть вертикальные и горизонтальные движения. Амплитуду горизонтальных движений в данном случае выяснить невозможно, амплитуду вертикальных движений можно попробовать оценить. Такой анализ перерывов и несогласий позволяет анализировать вертикальные движения. В частности, если был стратиграфический перерыв, это бы означало происхождение накопления карбонатов, последующий подъем территории, ее размыв и опускание с дальнейшим накоплением миоценовых песчаников.

Из разреза мы можем наблюдать прямое следствие вертикальных движений. Соответственно, если сверху песчаников будут нарисованы четвертичные карбонаты, можно будет говорить о том, что эта территория с миоцена до четвертичного времени испытывала отрицательные вертикальные движения, поскольку если после песчаников появляются карбонаты, это, скорее всего, опускание.

3. Геохронологические (термохронологические) методы

Также используется для изучения вертикальных движений прошлого. В основе геохронологического метода лежит радиоактивный распад – используя это явление, мы можем отсчитывать возраст горных пород.

Геохронологические методы имеют широкое применение. В основе применения геохронологических методов для восстановления вертикальных движений прошлого лежит концепция температур закрытия изотопных систем конкретных минералов (рис. 4.2).

Минерал	Изотопная система	Температура закрытия, °C
Циркон, бадделент	U-Pb	600-900
Монацит	U-Pb	500-850
Сфен	U-Pb	400-670
Гранаты	Sm-Nd	600-800
Биотит	Rb-Sr	470-600
Амфиболы	K-Ar	450-600
Мусковит	K-Ar	380-500
Флогопит	K-Ar	320-390
Биотит	K-Ar	230-370
Ортоклаз	K-Ar	250-340
Плагиоклаз	K-Ar	150-250
Циркон	Fission-track	~240
Апатит	Fission-track	~110
Апатит	(U-Th)/He	~60

Рис. 4.2. Концепция температур закрытия

Возраст Земли определен уран-свинцовым методом. Так как уран содержится во многих минералах, радиоактивный распад урана в свинец происходит во многих минералах. Как известно, у каждого минерала своя собственная кристаллическая структура. Уран входит в кристаллическую решетку, чаще всего, изоморфно замещая

атомы других элементов. Изначально, кристаллическая решетка минерала не создана для урана, но, в первую очередь, она не создана для свинца, который получается из урана.

Пример: уран вошел в кристаллическую решетку циркона, изоморфно заместив циркон. Когда уран распадается в свинец, свинец в кристаллической решётке нестабилен, при любом термальном воздействии он выпадает из кристаллической решетки. В таком случае происходит омоложение возраста. Температура, при которой свинец выпадает из кристаллической решетки, называется *температурой закрытия*.

В таблице (рис. 4.2) приведены изотопные системы (геохронометры), минералы, для которых эти изотопные системы используются для определения изотопного возраста и их температуры закрытия. Эта таблица является основополагающей для реконструкции вертикальных движений прошлого, и, в отличие от предыдущих методов, таким способом можно получать прямые количественные оценки. Рассмотрим на примере использование данной таблицы.

На рис. 4.3 представлены изотермы.

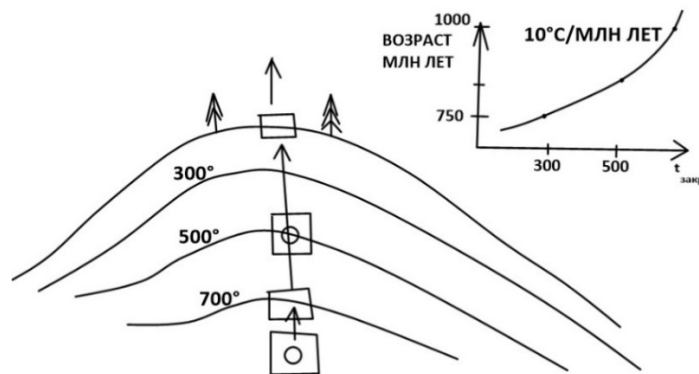


Рис. 4.3. Иллюстрация использования таблицы

Допустим, 1 млрд лет назад на глубине была образована порода, гранит с минералом циркона, который, спустя 1 млрд лет окажется на поверхности. Важно отметить, что земная кора со временем испытывает денудацию, тенденцию к подниманию. Для циркона используется уран-свинцовая система и температура закрытия уран-свинцовой системы в цирконе 600-900°. Условимся, что температура закрытия равна 700°. Температура закрытия означает, что, если циркон находится при температуре ниже 700°, в нем накапливается свинец и по этому циркону можно определять возраст. Если температура циркона повысится, свинец начнет выпадать. Представим, что образец гранита поднялся до температуры 700° - изотопная уран-свинцовая система в цирконе закрылась, свинец начал накапливаться, геологические часы запустили свой отсчет. С течением времени образец поднимается ближе к поверхности Земли. На изотерме 500° в нем происходит закрытия калий-аргоновой изотопной системы в амфиболе, если он есть в этом образце и т.д. В результате, выделив из образца минералы, перечисленные в таблице, получив их изотопный возраст и посмотрев на температуру закрытия конкретной изотопной системы в конкретном

минерале, мы можем построить график (рис. 4.3). График является *моделью охлаждения* этого образца.

По наклону графика мы можем узнать скорость охлаждения образца ($^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$). Чтобы перейти к скоростям в м/млн лет необходимо разделить на *геотермальный градиент*.

Этот метод очень активно используется при оценке перспективности осадочных бассейнов на наличие углеводородного сырья. Особенно активно в нефтяной геологии применяется трековый анализ циркона и апатита, поскольку температуры закрытия этих методов совпадают с нефтяными и газовыми окнами.

Геохронологический метод – первый метод, позволяющий получить количественную оценку вертикальных движений.

Далее следуют методы, позволяющие реконструировать *горизонтальные движения*.

4. Структурно-геоморфологический метод

Является, в лучшем случае, полуколичественным, но, чаще всего, качественным методом. Его методика базируется на совмещении тех структур в пределах древних платформ, которые наблюдаются при геологических исследованиях. Например, можем совместить континенты и сказать, что они были вместе. Если речь о древних платформах и океанах, никакой количественной оценки мы дать не можем.

5. Палеомагнитный метод

Метод реконструкций горизонтальных движений. Может использоваться для очень большого временного интервала, практически для всего геологического времени, но в реальности он используется от современности до 3 млрд лет. От более древнего времени осталось слишком мало геологической информации. Палеомагнитный метод базируется на явлении **палеомагнетизма** – способности магнитных минералов горных пород приобретать и сохранять в своей магнитной памяти направления древнего магнитного поля в момент их образования.

Широко распространена аналогия сравнения палеомагнитного метода с считыванием дискет. Физическая суть та же самая. Практически во всех горных породах присутствуют ферримагнитные минералы – самые распространенные магнетит и гематит. Таким образом, практически все горные породы запоминают направление магнитного поля Земли в момент их образования.

У палеомагнитного метода существует два направления, разделенных датой 170 млн лет (рис. 4.4).

170 млн лет – возраст самой древней океанской коры, вся океаническая кора, занимающая 2/3 поверхности Земли, имеет возраст не древнее, чем 170 млн лет.

Полосовые или линейные аномалии на океанах – направление, используемое для реконструкций горизонтальных движений методом палеомагнетизма.

В центральной части рисунка (рис. 4.4, слева) представлен спрединговый хребет. Мощность коры неизменна, составляет 5-7 км. На рисунке представлены слои 2 и 3 (без осадочного слоя). Поскольку 2 и 3 слои сложены долеритами, базальтами, габбро – породы с большим количеством магнетита, при образовании океанской коры в спрединговых хребтах происходит ее намагничивание. Магнетит, остывая ниже точки Кюри (578 °C), приобретает намагниченность.

Различают индуцированное магнитное поля и остаточную намагниченность. Современные магнитометры способны выделять из общей намагниченности остаточную. В 60х годах Вайн и Мэтьюз расшифровали магнитные аномалии, как результат намагничивания коры в спрединговых хребтах при ее образовании и предложили шкалу, схематично изображенную на (рис. 4.4). Это дало начало *магнито-стратиграфической (магнито-хронологической) шкале*. На шкале показаны эпохи полярности магнитного поля Земли.

Магнитное поле Земли периодически испытывает *инверсии (смены магнитных полюсов)*. В среднем, за последние 5 млн лет, инверсии происходили каждые 250 тыс. лет. Последняя инверсия произошла 780 тыс. лет назад. Моменты инверсии хорошо выражены в аномалийной шкале дна океанов (рис. 4.4).

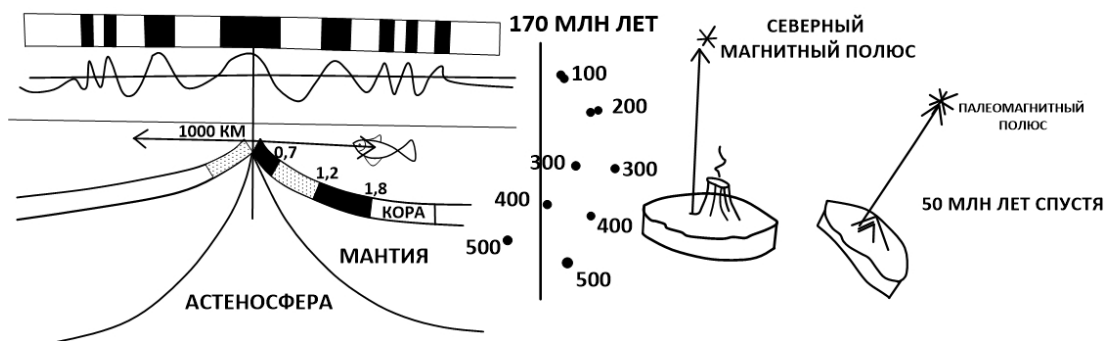


Рис. 4.4. Направления палеомагнитного метода

Эпоха, в которой мы живем, называется эпохой *нормальной полярности или прямой полярности*, в шкале обозначается черным цветом. Эпоха-антипод – эпоха *обратной полярности*.

Если вынести магнитные аномалии на дно океана, мы сможем наблюдать, что оно покрыто полосами. Соответственно, мы можем датировать океанскую кору – добыть образец с помощью бурения и определить его возраст. Благодаря этому мы можем узнать возраст границы аномалий. Для реконструкции горизонтальных движений необходимо выбрать временной интервал, за который они происходили, определить расстояние между плитами и разделить на возраст (рис. 4.4). Получим скорость горизонтальных движений в мм/год. Наиболее уверенно данный метод используется до возраста океанской коры в 140 млн лет.

При возрасте океанской коры 0-3 млрд лет используется **метод сопоставления кривых кажущейся миграции палеомагнитных полюсов**.

Имеется литосферная плита, на которой в настоящий момент извергается вулкан (рис. 4.4, справа). Вытекающая лава остывает ниже температуры 580 °С, и магнетит, который в ней содержится, приобретает намагниченность. Согласно явлению палеомагнетизма, магнетит запоминает направление на современный магнитный полюс. Допустим, с течением времени плита перемещается и при этом разворачивается. Поскольку вектор намагниченности фиксирован, при различных перемещениях плиты он будет показывать не на современный магнитный полюс, а на *палеомагнитный полюс* – полюс, в прошлом бывший северным магнитным полюсом, но сместившийся вследствие дрейфа континентов.

Задача палеомагнитологов – решение обратной задачи: для оценки дрейфа литосферной плиты, на которой располагается вулкан, зная координаты палеомагнитного полюса, палеомагнитологи совмещают палеомагнитный полюс с современным магнитным полюсом. Таким образом, возможно восстановить палеоширотное положение литосферной плиты и оценить угол ее поворота относительно современного положения. Но вычислить, на какой долготе находилась плита в момент извержения вулкана, невозможно. Это связано с тем, что магнитное поле симметрично относительно оси вращения Земли. Этот метод также является основополагающим для реконструкций горизонтальных движений в прошлом.

Смысл сопоставления кривых кажущейся миграции палеомагнитных полюсов заключается в том, что для нескольких плит, которые дрейфовали по Земле на протяжении большого геологического времени, находится серия палеомагнитных полюсов – на каждой плите изучаются отложения разного возраста и для каждого возраста находятся координаты палеомагнитных полюсов.

В результате получаем набор палеомагнитных полюсов для каждой плиты. Сравнивая их, мы можем изучать взаимные перемещения. Совпадение палеомагнитных полюсов означает, что плиты перемещались, как единое целое.

В настоящее время магнитный полюс находится не точно в географическом. Это избегается путем осреднения тех полюсов, которые имеются по реальным геологическим объектам, в рамках того времени, которое необходимо, чтобы среднее положение магнитного полюса совпало с географическим. Грубо говоря, осредненное положение магнитного полюса за последние 200 тыс. лет совпадет с географическим полюсом.

4.2. Внутренние области океанов. Срединно-океанические хребты.

Для изучения тектоники и строения дна океанов используются подводные спускаемые аппараты. Известны по всему миру батискафы отечественного производства МИР и МИР-2, с 80х годов эти аппараты использовались до настоящего момента. С их помощью люди спускались на океаническое дно до глубин 6,5 км и изучали тектонические структуры дна, брали образцы.

Очевидно, что таким образом весь океан исследовать невозможно. Основные сведения о строении дна океанов приносят другие источники. Самым первым

источником являлось драгирование – бочка или сетка, которая волочилась по дну океана и собирала все, что там находилось.

Наибольшее количество знаний о строении дна океанов человечество получило благодаря международной программе глубоководного бурения IODP drilling. Она началась одновременно с появлением тектоники литосферных плит, в конце 60х годов 20-го века. Самое первое судно (1968), которое использовалось для глубоководного бурения, называлось *Glomar Challenger*, первое массовое изучения дна океана было сделано с этого судна.

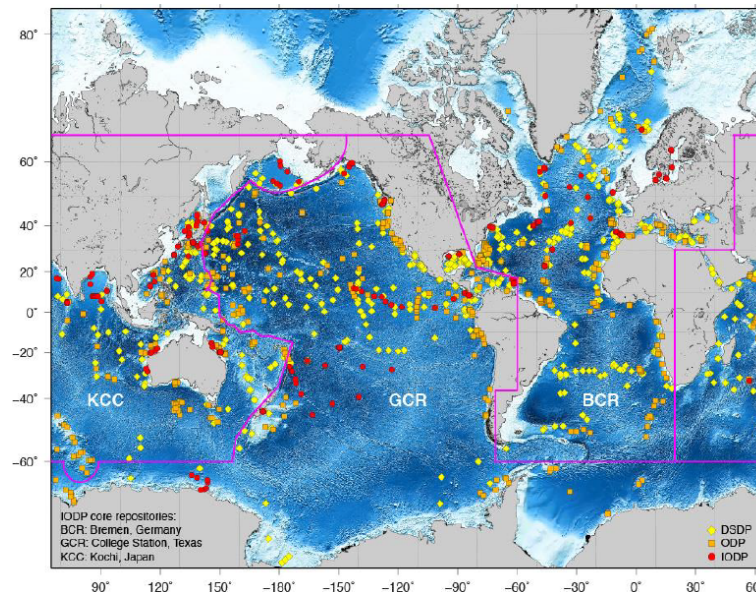


Рис 4.5. Карта глубоководного бурения

На рис. 4.5 представлены все скважины, пробуренные на сегодняшний день. Полярные области практически не заполнены, в ближайшие годы внимание будет направлено именно на них. В целом, бурение проводилось уже во всех местах мирового океана, включая глубоководные желоба.

Суда глубоководного бурения имеют возможность бурить на глубине до 8 км – это приблизительно 97% территории всего океана. При этом, они также способны забуриваться на 2 км в кору. Таким образом, длина буровой колонны может достигать 11 км. За один раз возможно поднять 10 м керна.

Одним из самых главных открытий 20-го века считается наличие гидротерм на океаническом дне – черных и белых курильщиков. Во-первых, это огромные запасы полиметаллических месторождений, во-вторых, там существует жизнь.

Для геологов самым важным открытием 20-го века является открытие подводных цепей гор – **срединно-океанических хребтов**.

Срединно-океанические хребты (срединные океанические хребты) покрывают всю область океана.

- Протяженность – около 60 000 км.

- Средняя глубина –2 500 м.
- Превышение над ложем океана –2 500 –3 000 м.
- Ширина хребтов –от сотен до 4 000 км.

Именно в них происходит зарождение океанской коры литосферы (дивергентные границы литосферных плит). Рассмотрим строение и разновидности этих хребтов (рис. 4.6, рис. 4.7).

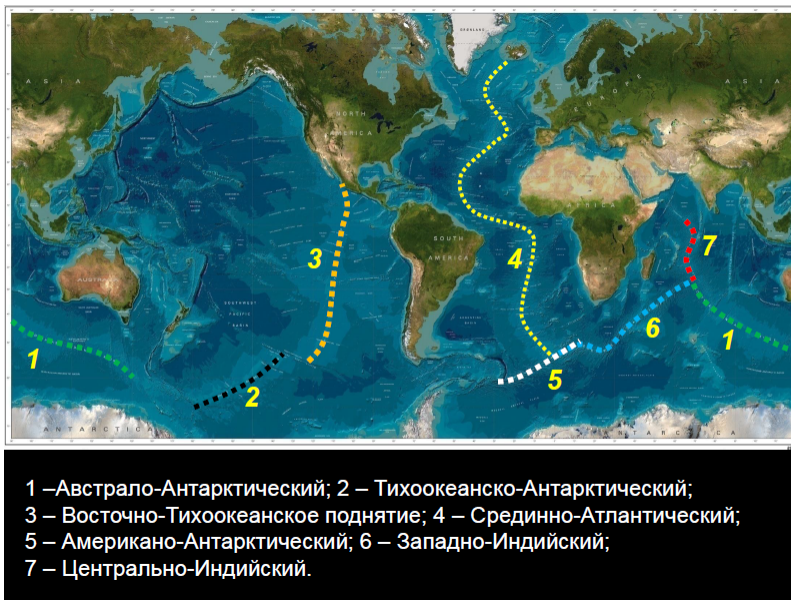


Рис. 4.6. Основные срединно-океанические хребты

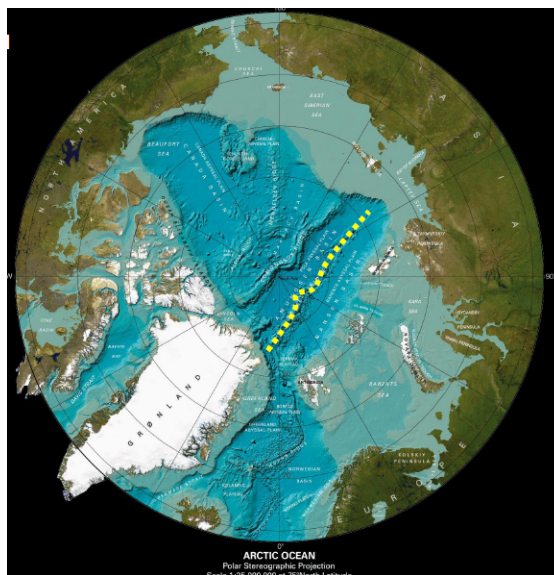


Рис. 4.7. Хребет Гакеля

Спрединг

В срединно-океанических хребтах происходит спрединг (расширение) океанического дна (рис. 4.8).

Срединговые хребты делятся на категории: *медленносрединговые* и *быстросрединговые*. Деление происходит по скорости спрединга в год, максимальная скорость составляет около 20 см в год, средняя скорость спрединга по всей планете около 6-8 мм в год. Хребты по скорости спрединга в них могут сильно различаться.

Особый случай – *ультрамедленносрединговые хребты*. Срединг происходит со скоростью 1 мм в год и меньше.

Срединно-Атлантический хребет (САХ) - спрединг в нем происходит с низкими скоростями, приблизительно 20-40 мм в год. Также, низкая скорость спрединга характерна для западной и центральной частей *Индийского океана* (порядка 20 мм в год).

Повышенные скорости спрединга наблюдаются в восточно-тихоокеанском поднятии. Самая большая скорость спрединга наблюдается в Тихом океане.

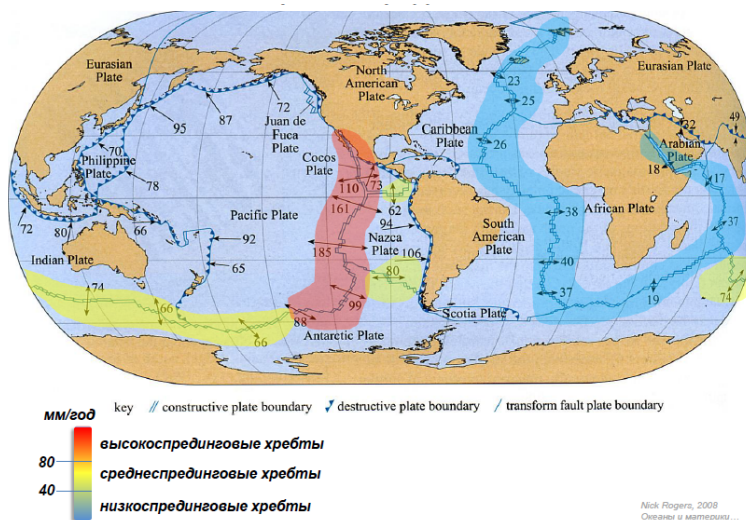


Рис. 4.8. Скорость спрединга

Скорость спрединга отражается на строении хребта (рис. 4.9).

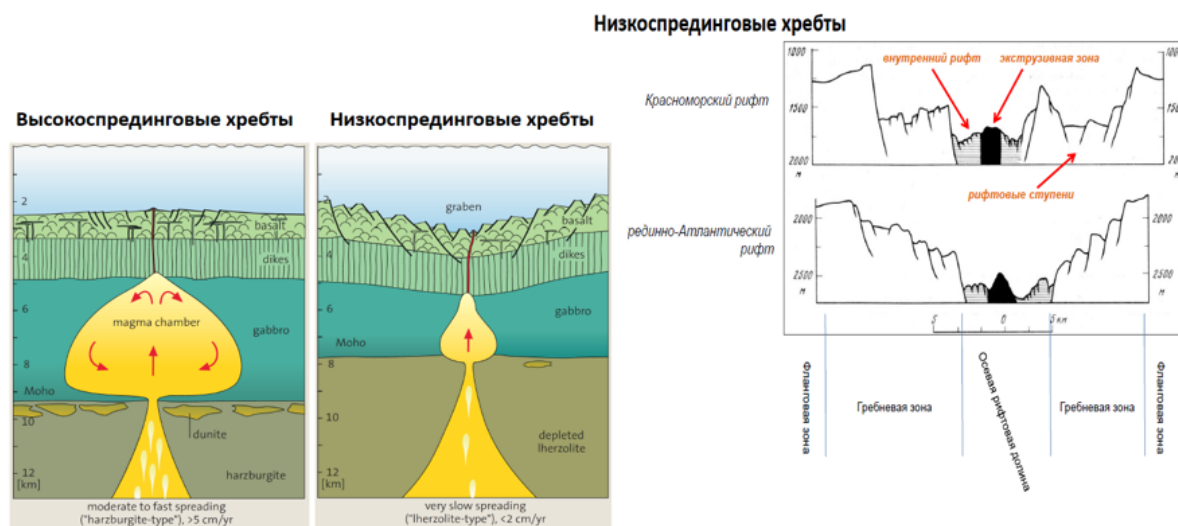


Рис. 4.9. Отражение скорости спрединга на строении хребта.

4.3. Формирование океанической коры и литосферы под ней

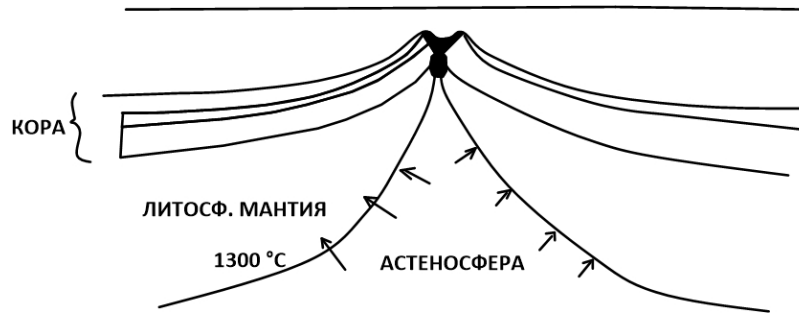


Рис. 4.10. Схема зоны спрединга

В срединно-океаническом хребте появление магмы является следствием раздвижения плит. Пустота, появившаяся в результате раздвига плит, создает декомпрессию. При этом материал астеносферы начинает подвергаться повышенному частичному плавлению. Расплав стремится в ослабленную зону – осевую зону хребта. Там формируется второй слой океанической коры: пиллоу-лавы – результат извержения магмы на поверхность дна океана, параллельные дайки – подводящие каналы к вулканическим аппаратам.

Очевидно, что декомпрессия и магматизм в быстроспрединговых хребтах будут иметь гораздо больший масштаб, поскольку там большее раскрытие плит.

Третий слой океанической коры состоит из габбро – интрузивных пород. Габбро – результат кристаллизации магматического очага, из которого на поверхность океанической коры изливаются магмы (рис 4.9, 4.10).

Литосферная часть мантии мощностью в среднем 100 км, подстилающая кору, образуется следующим путем. Граница между литосферой и астеносферой проводится по температурному признаку (1300 °C). По мере отодвигания от оси хребта кора остывает. Снизу к ней начинает прикристаллизовываться вещество астеносферы. Увеличение мощности литосферы происходит путем кристаллизации астеносферы на ее подошве. Таким образом, мощность литосферы находится в зависимости от возраста литосфера (чем дальше от оси хребта, тем древнее). Эта зависимость может быть выражена аналитически:

$H_{лит} \approx 8.5\sqrt{t}$ - аналитическая оценка мощности литосферы под океанской корой.
Время выражено в млн лет, мощность в км.

Зависимость глубины океана от возраста литосферы:

$$h_{океана} \approx 0.35\sqrt{t}$$

Лекция 5. Внутренние области океанов

5.1. Продолжение предыдущей лекции

Андерплейтинг – наращивание мощности литосферы снизу. Так же, как и лёд намерзает снизу, увеличение мощности литосферы по мере отодвигания от оси срединного хребта происходит тоже снизу. По мере охлаждения литосферы на ее подошве кристаллизуется астеносферный расплав.

5.2. Движущие силы тектоники литосферных плит. Мантийная конвекция

Земля работает, как паровая машина – вырабатывает тепло. Тепло, которое она имеет на сегодняшний день, частично могло быть сохранено с момента ее аккреции, но, в основном, Земля продуцирует тепло сама и в настоящее время. Тепло на Земле может генерироваться в следствие радиоактивного распада. Самые распространенные в весовом соотношении – радиоактивные изотопы калий, уран, торий. Данные элементы в основном сконцентрированы в континентальной коре - в мантии этих элементов меньше приблизительно в 200 раз. Но, поскольку, объем мантии занимает около 70% всего объема Земли, радиоактивные элементы, которые в ней находятся, также дают довольно значимую генерацию.

Основное снабжение Земли теплом идет с границы ядро-мантия. Как известно, более принятой моделью является модель гомогенной аккреции (изначально Земля была однородна по составу и впоследствии начала дифференцировать, следствием чего является образование мантии и ядра). Ядро, как считается, изначально было полностью жидким. Время возникновения твердого ядра оценивается в интервале 4,5 млрд лет назад – 500 млн лет назад. За счет кристаллизации на себе железа из внешнего ядра внутреннее ядро увеличивается в объеме – *при кристаллизации выделяется тепло* (скрытая теплота кристаллизации). Это тепло трансформируется через внешнее жидкое ядро к границе ядро-мантия (граница I-го рода, контрастная по всем характеристикам). Далее, тепло передается к поверхности Земли и через поверхность Земли уходит. От границы ядро-мантия к поверхности Земли через мантию тепло передается *конвективным способом (мантийная конвекция)*. Конвективная передача тепла происходит в процессе перемещения теплоносителя, поэтому она, чаще всего, более эффективный переносчик тепла.

На границе ядро-мантия вещество мантии нагревается, как следствие, разуплотняется, становится менее плотным, чем окружающая более холодная мантия, и, в следствие этого, поднимается вверх. Далее оно отдает своё тепло верхним горизонтам литосферы. Литосфера, в свою очередь, отдает тепло атмосфере, остывает и тонет в мантии. Этот процесс носит название *тепловой конвекции*.

Кроме того, конвекция может существовать благодаря разности химического состава. Более легкое, менее плотное вещество всплывает в веществе более плотном. Эти разные по плотности вещества имеют разный химический состав.

Также существуют *кондуктивный* (держа в руке нагревающийся железный прут, можно обжечься; без перемещения теплоносителя) и *лучистый* (при поднесении руки к батарее будет чувствоваться тепло; менее эффективный переносчик тепла) способы передачи тепла.

На Земле реализуется *термо-химическая конвекция* (рис. 5.1). Вещество мантии является твердым, как же оно может конвектировать? Это возможно, поскольку процесс происходит на геологических масштабах времени – на больших интервалах времени мантия ведет себя, как жидкость с очень большой вязкостью.

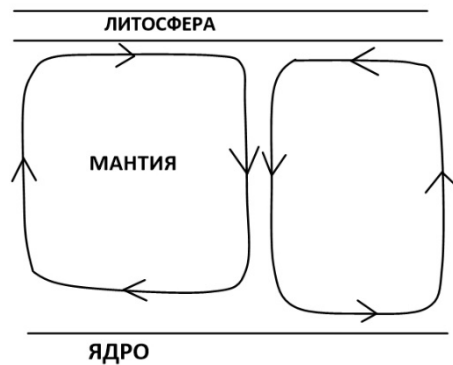


Рис. 5.1. Конвективная ячейка

Ядро – результат дифференциации вещества Земли, оно увеличивается в размерах за счет того, что железо из мантии переходит в состав ядра. Когда мантийное вещество проходит мимо ядра, оно передает в него железо. За счет потери железа мантийный перидотит становится легче и поднимается вверх – это *химическая конвекция*. Поскольку при этом происходит нагрев, получается термо-химическая конвекция.

Наверху из вещества выплавляется кора. При выплавке в кору уходят наиболее легкие компоненты вещества мантии. Т.е. в верхней фазе цикла мантия становится тяжелее, чем окружающее мантийное вещество, и начинает тонуть вследствие более высокой плотности.

Число Релея определяет, будет ли конвекция происходить в целом – выбор способа передачи тепла между конвективным и кондуктивным:

$$Ra = \frac{\Delta\rho H g}{\eta D} - \text{условие возникновения конвекции (да или нет),}$$

где $\Delta\rho$ – разность плотностей между нижним и верхним слоями

H – высота конвективной ячейки (в нашем случае – мощность мантии)

g – ускорение свободного падения

η – вязкость

D – коэффициент диффузии, иногда на его месте стоит коэффициент температуропроводности (как хорошо мантия проводит тепло)

Чем больше будет разность плотностей, тем эффективней будет конвекция. Чем больше будет мощность конвективной ячейки, тем конвекция будет активнее. Чем больше вязкость, тем конвекция слабее, и чем лучше теплопроводимость мантии, тем хуже будет конвекция – в этом случае кондуктивная передача будет более выгодной, чем конвективная.

Течение жидкости может быть *ламинарным* и *турбулентным*. Благодаря очень высокой вязкости мантии ее течение является ламинарным.

Число Рейнольдса определяет характер конвективных течений – ламинарный или турбулентный. Для Земли конвекция строго ламинарная:

$$R_e = \frac{Hv}{\eta} - \text{характер конвекции (ламинарный или турбулентный)}$$

H – высота конвективной ячейки (в нашем случае – мощность мантии)

v – скорость течения вещества (скорость конвекции)

η – вязкость

Если представить конвекцию в масштабах Земли, она может быть *сквозьмантийной* – в конвекцию вовлечена вся мантия - и верхняя, и нижняя (рис. 5.1) и *двухъярусной* (рис. 5.2).

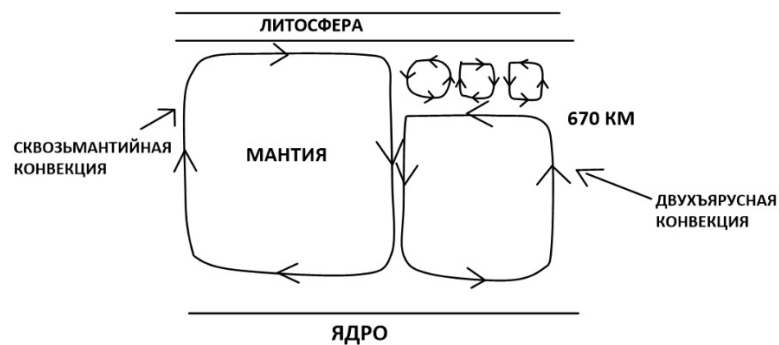


Рис. 5.2. Сквозьмантийная и двухъярусная конвекции.

На Земле преобладает двухъярусная конвекция поскольку породы нижней мантии на Земле представлены крайне слабо. Граница фазовых переходов в интервале 410-670 км является критичной для вещества мантии и позволяет конвекции разделяться на два яруса – конвекция в верхней мантии протекает отдельно от конвекции в нижней мантии.

Моделирование показывает, что типы конвекции могут меняться – сквозьмантийная конвекция может превращаться в двухъярусную и наоборот.

Когда в верхней мантии накапливается большое количество холодного материала, случаются мантийные лавины сквозь всю мантию на поверхность ядро-мантия.

Литосфера движется за счет того, что ее увлекают мантийные течения. Если мантия течет со скоростью 50 см/год, то плита над ней за счет силы вязкого волочения

будет двигаться со скоростью 5 см/год – скорость течения в мантии примерно на порядок выше, чем результирующая скорость движения литосферных плит.

В хребтах происходит раздвиг плит за счет того, что под хребет подходит восходящая ветвь мантийной конвекции (рис. 5.3). Под спрединговыми хребтами (рифтовыми зонами океанов) находятся восходящие ветви мантийных конвективных ячеек. Иногда эти восходящие потоки вещества называют мантийными плюмами, но это неправильно. Правильно их называть *мантийными диапирами*. Диапиры могут быть очень протяженными. Там, где существует нисходящий ток вещества, будут создаваться условия для затягивания литосферы в мантию.

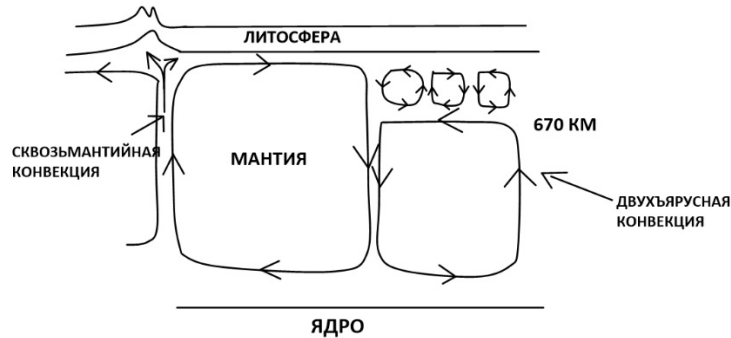


Рис. 5.3. Образование хребта благодаря мантийной конвекции

5.3. Спрединг

Спрединговые хребты могут быть *быстроспрединговыми* и *медленноспрединговыми*.

Ярким примером медленноспредингового хребта является Срединно-Атлантический хребет (САХ) (рис. 5.4). Спрединг там меньше, чем 4 см/год. Хребет хорошо выражен в рельефе. Медленноспрединговые хребты очень хорошо выражены в рельефе океанского дна.

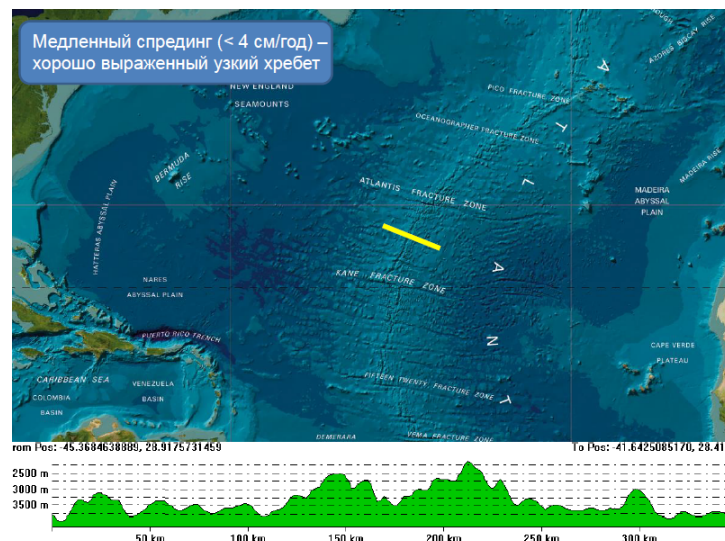


Рис. 5.4. Медленный спрединг (САХ)

В то же время быстроспрединговые хребты (рис. 5.5) отличаются слабой выраженностью в рельефе. Это результат скорости спрединга. Приподнятое положение континентальных рифтов в целом объясняется тем, что восходящий относительно более горячий менее плотный мантийный поток образует возвышенность. Изначально более прогретая область мантии будет более приподнята. Кроме того, хребет приподнят еще и потому, что сами породы коры и литосферы здесь разогреты – они только что образовались, находятся над восходящим током мантийного вещества и имеют большую температуру, а значит меньшую плотность, чем та же литосфера в пределах, например, абиссальных равнин. Следовательно, они и более плавучие в астеносфере, а, значит, расположены гипсометрически более высоко. Именно поэтому быстроспрединговые хребты выражены в рельефе океанского дна большим пологим поднятием (рис. 5.5).

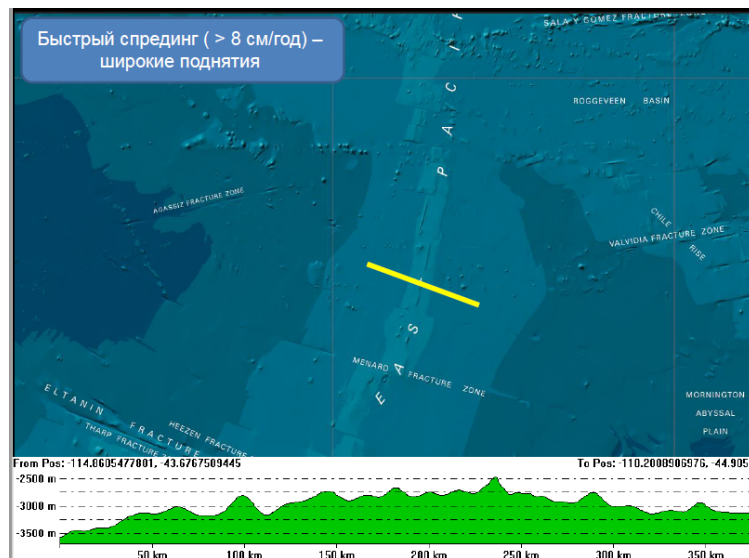


Рис. 5.5. быстроспрединговый хребет (Восточно-Тихоокеанское поднятие)

Разница в строении и морфологии быстро- и медленнооспрединговых хребтов выражается и в строении литосферы и коры под ними (рис. 5.6). Можно наблюдать различия в морфологической выраженности хребтов (широкое поднятие без ярко выраженных гор и плечи рифта, грабенообразная впадина). Также существует различие в объемах магматических камер, питающих магматизм зон спрединга. В быстроспрединговом хребте заполнять пространство необходимо быстро и большим количеством магмы, поэтому имеется большой постоянно существующий магматический очаг. Под низкоспрединговыми хребтами иногда вообще не удается обнаружить магматический очаг.

Приведенная скорость спрединга является средней за определенный (большой) интервал времени. Раздвиг плит не является постоянным. Наличие грабенообразной структуры в низкоспрединговых хребтах обеспечивается тем фактом, что кора здесь гораздо более холодная, а, значит, более хрупкая. Поэтому в низкоспрединговых хребтах разрывные нарушения играют гораздо большую роль, кора более раздроблена.

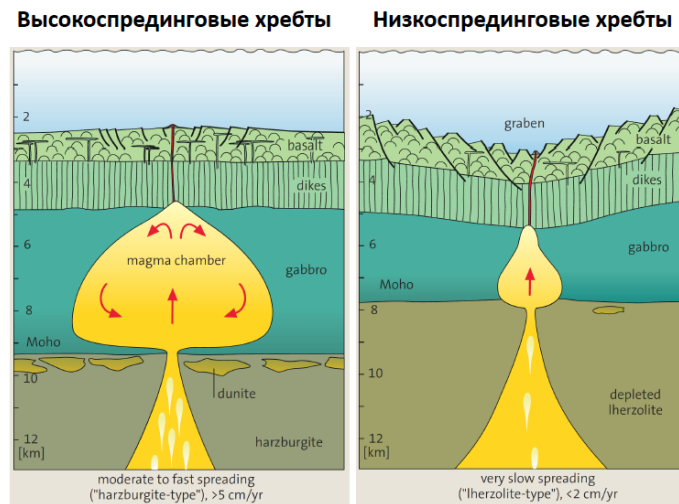


Рис. 5.6. Высоко- и низкосрединговые хребты

Перидотиты – группа пород, в которую входят такие породы, как лерцолит, гарцбургит и дунит (рис. 5.7).

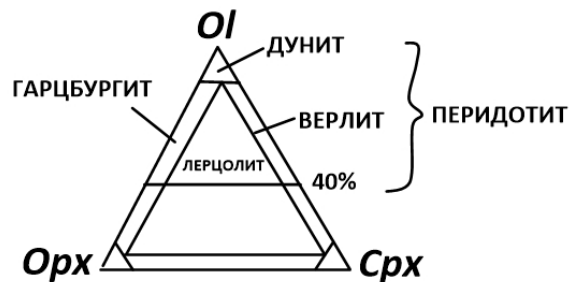


Рис. 5.7. Тройная диаграмма

Перидотит – объединяющее название пород с содержанием ортопироксена, клинопироксена и оливина, при этом содержание оливина от 40% до 100%.

Почему на высокосрединговом хребте встречаются гарцбургит, лерцолит, дунит, а на низкосрединговом только лерцолит? Дело в том, что для заполнения большой камеры расплавом необходимы большие степени плавления – выплавлять больше базальтового расплава. Для заполнения маленькой камеры с пониженным тепловым потоком требуется гораздо меньше расплав, и степени плавления астеносферной мантии здесь должны быть ниже. Базальтовый расплав выплавляется из перидотита астеносферы – чем выше степень плавления, тем больше тугоплавких минералов входят в расплав.

Перидотит слагает два минерала – оливин и пироксен. Пироксен можно разделить на клинопироксен и ортопироксен. Наиболее тугоплавким минералом является оливин, чуть менее тугоплавкий – ортопироксен и клинопироксен плавится быстрее всех при более низкой температуре. Мантия представлена лерцолитом. Когда он начинает плавиться, в первую очередь плавится клинопироксен, его становится меньше – базальтовый расплав ушел, а мантия приобрела состав, отвечающий породе гарцбургит.

При дальнейшем плавлении начинает плавиться ортопироксен, и из поля гарцбургита происходит переход в поле дунита – в породе остался только оливин.

Таким образом, при повышении степени плавления мантии, из лерцолита происходит переход в дунит.

Низкоспрединовые хребты

Низкоспрединовые хребты разбиты разрывными нарушениями (рис. 5.8). Это так называемая грабенообразная структура. В осевой рифтовой зоне происходят излияние (дискретно во времени).

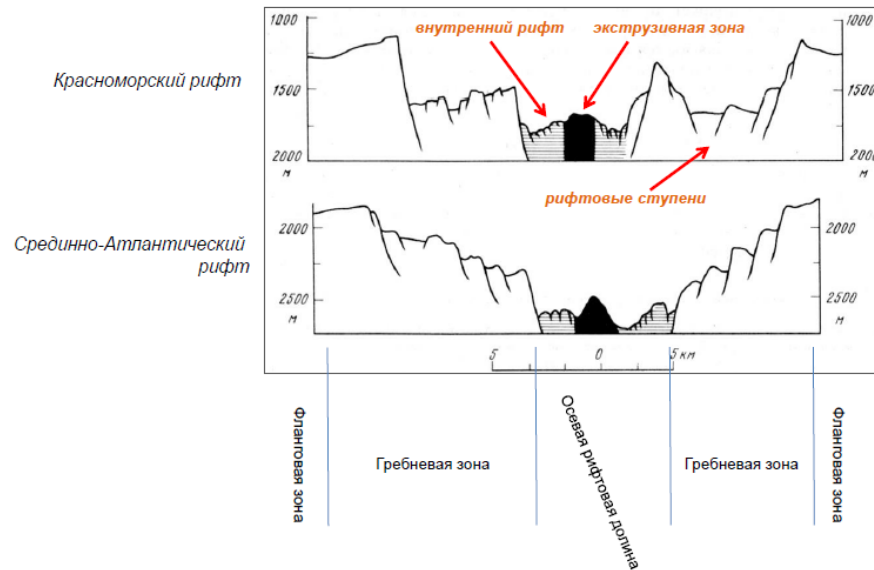


Рис. 5.8. Низкоспрединовые хребты

Высокоспрединовые хребты

Здесь практически не наблюдается грабенообразной структуры, более менее ровный рельеф, центральная зона приподнята относительно рифтовых ступеней (рис. 5.9). За счет того, что излияния очень объемные, магмы могут изливаться в виде покровов.

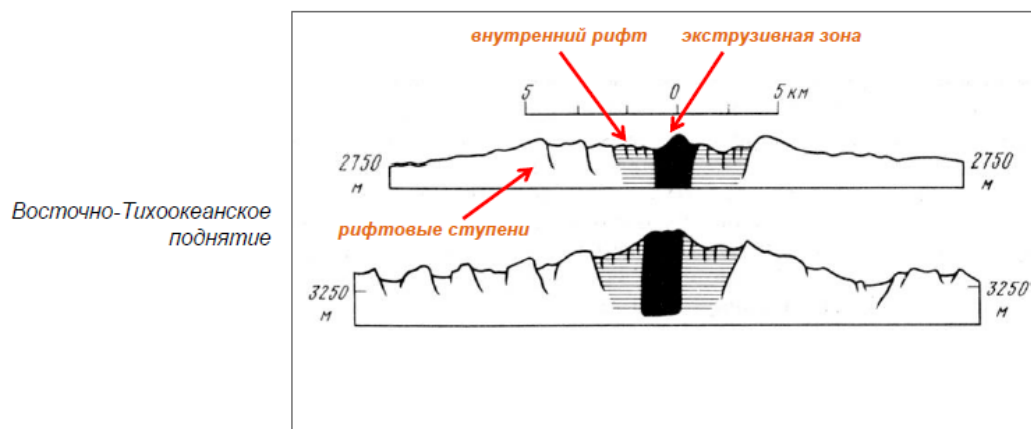


Рис. 5.9. Высокоспрединовые хребты

5.4. Магматизм зон спрединга

Для каждой геодинамической обстановки, к которым относятся зоны спрединга, характерен свой магматизм. Для зон спрединга характерен свой особенный магматизм, а именно то, что в них магматизм выражен в виде *толеитовых базальтов* или примитивных базальтов (MORB – Mid-Ocean-Ridge Basalts). 90-95% всего объема магматизма спрединговых хребтов – толеитовые базальты. Оставшиеся 5-10% приходятся на более редкие породы – например, пикриты, дациты, риодациты, плагиограниты. Эти породы являются результатом магматической дифференциации в очаге.

N-MORB (нормальные): базальты, бедные несовместимыми элементами-примесями. Минимальный обмен веществом между нижней и верхней мантией приводит к тому, что состав верхней и нижней мантии меняется – нижняя мантия не взаимодействует с литосферой, а из верхней мантии постоянно выплавляется кора. Когда плавится мантийное вещество, в расплав уходят несовместимые элементы. К ним относятся: крупноионные элементы (литофильные) K, Rb, Sr, Cs, Ba; лёгкие редкоземельные элементы (РЗЭ). Верхняя мантия, из которой выплавляется расплав, обедняется этими элементами, они уходят в кору. В результате получается истощенная или деплетированная мантия. Нормальные базальты получаются из истощенной мантии – это их ключевая характеристика.

Вещество нижней мантии рассматривается, как примитивное – мантия, которая не испытывает истощения.

E-MORB (enriched): обогащенные щелочными и легкими РЗЭ элементами. Такие базальты появляются в том случае, если к спрединговому хребту подошел плюм из нижней мантии.

5.5. Трансформные разломы

Срединно-океанические хребты разбиты сетью трансформных разломов. Быстроспрединговые хребты разбиты реже, чем низкоспрединговые т.к. хрупкость литосферы в медленносрединговых хребтах выше.

Амплитуда смещения трансформных разломов составляет от 100х до 1000 км. Трансформные разломы определяют формы рельефа океанского дна. Высота уступа – до 1км, глубина ущелья (образуется вследствие сдвига с растяжением) – до 1.5 км. Трансформные разломы могут пересекать весь океан. В этом случае они называются *магистральными* (рис. 5.10).

На рисунке приведена Атлантика и несколько трансформных разломов, которые пересекают весь океан. Появление трансформных разломов в зонах спрединга обусловлено разницей в скорости спрединга на разных участках срединно-океанических хребтов. Очевидно, в разных зонах спрединг происходит с разной скоростью. Чтобы компенсировать напряжения, которые возникают в земной коре за счет разных скоростей спрединга, происходит возникновение трансформных разломов.

Как было сказано ранее, движение плит – это вращение по поверхности сферы. Полное вращение плит можно восстановить, если построить нормали к трансформным

разломам. Нормали пересекутся в одной точке, называемой *полюсом Эйлера* – полюс, вокруг которого вращаются данные плиты.

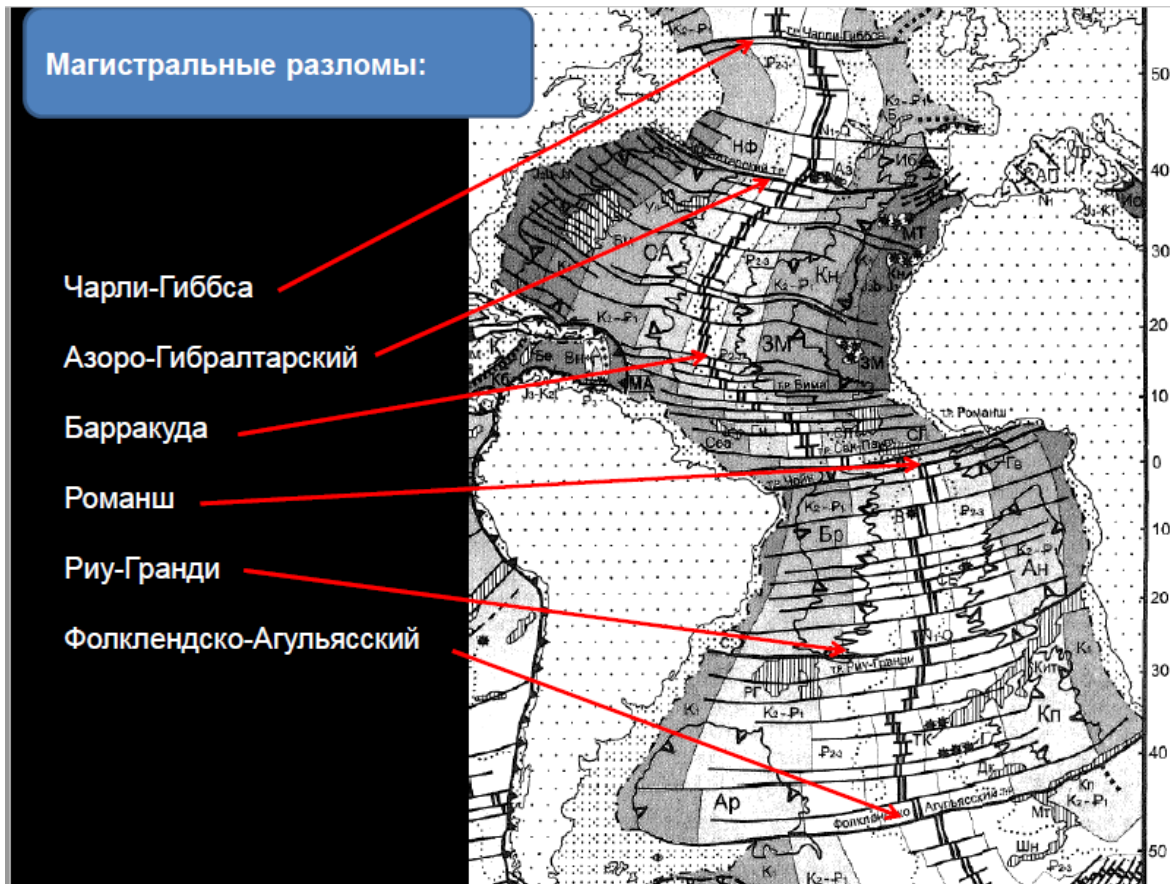


Рис. 5.10. Магистральные трансформные разломы

Абиссальные глубоководные равнины – это те элементы дна океана, которые находятся в зонах, где литосфера отодвинулась далеко от срединно-океанических хребтов, уже остыла, и поэтому эти участки дна наиболее погруженные и глубокие. Глубина их достигает в ряде случаев 8 км. Наиболее интересно осадконакопление в этих частях: глубина всех абиссальных равнин ниже уровня карбонатной компенсации (карбонаты не накапливаются, накапливаются кремнистые отложения и те, что сносятся с континентов). Абиссальные равнины разделяются хребтами и возвышенностями на отдельные котловины.

Мощность осадочного слоя океанической коры в среднем 500м, но при этом в срединно-океанических хребтах практически нет осадков, а чем ближе к континенту, тем ближе к области сноса терригенного вещества и тем больше осадков у области перехода континент-океан (рис. 5.11).

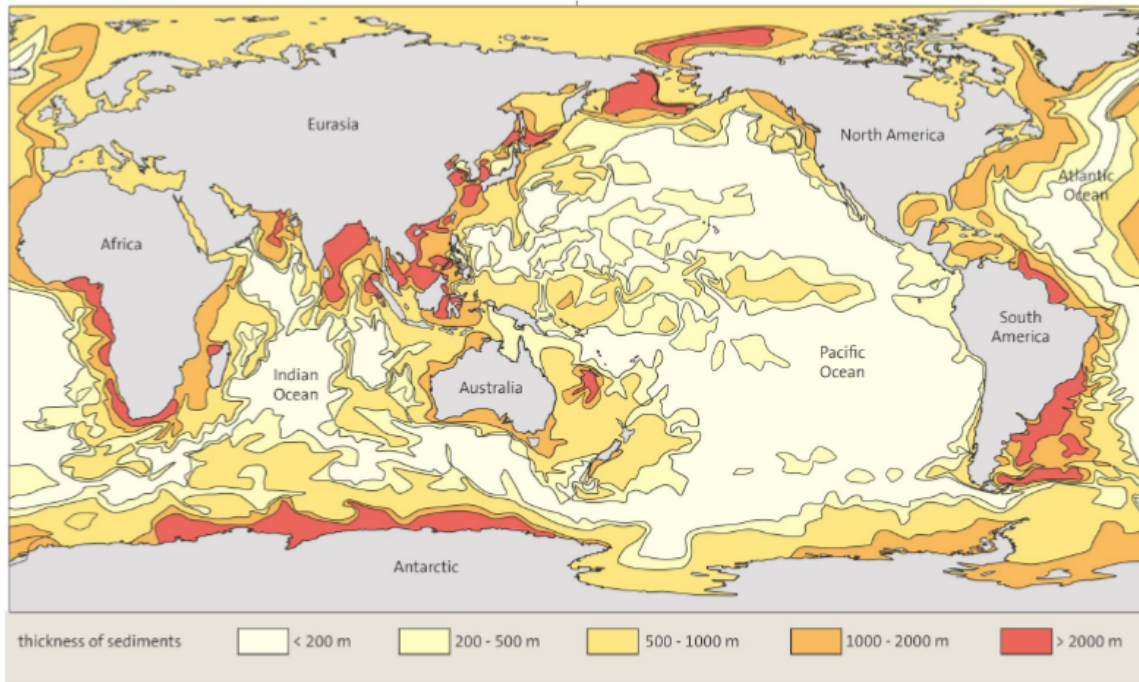
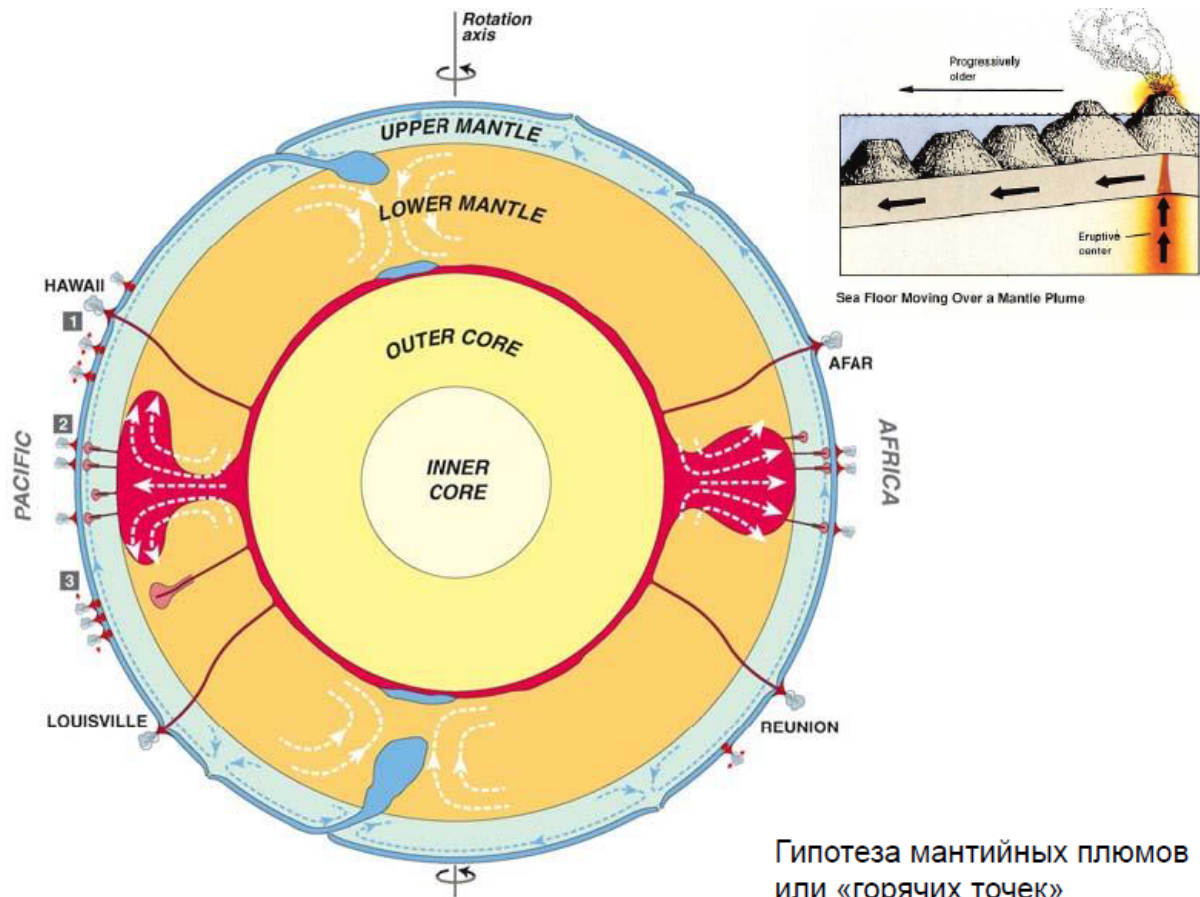


Рис. 5.11. Карта мощностей осадков в океанах

На карте цветом показаны мощности осадков. Красные осадки приурочены к континентам, континентальным склонам и подножьям и к тем местам, где размываются высокие горы. Таким образом, основное осадконакопление приурочено к областям перехода континент-океан и к областям шельф-абиссальная равнина.

Еще одна интересная особенность строения дна океанов – *внутрилитные возвышенности: хребты, подводные горы (гайоты), океанические острова, океанские плато*. Горы и потухшие вулканы могут находиться на дне океана в любом произвольном месте, неприуроченно к определенным районам. Иногда подводные горы объединяются в хребты (Гавайско-Императорский хребет). Они образуются благодаря термо-химической конвекции мантии. Из-за перегрева вещества на границе ядро-мантия в конвективной ячейке может образовываться струя восходящего горячего менее плотного вещества, которая будет подниматься быстрее, чем работает ячейка. Поскольку перегрев нужно срочно отвести наверх, формируются мантийные плюмы. Мантийные плюмы доходят до верхних горизонтов Земли и прожигают находящуюся над ними литосферу. Поскольку океанскую литосферу прожечь легко, она прожигается в виде подводных гор и хребтов. *Происхождение подводных гор исключительно вулканическое.*

На Рис. 5.12 приведена схема образования подводных гор. Когда под океанскую литосферу подходит горячий мантийный поток в виде мантийного плюма, он вызывает повышенное плавление астеносферного вещества. Горячее вещество вызовет повышенную степень плавления астеносферного вещества, и расплав раскалывает литосферу и прорывается вверх. Этот же плюм подогревает литосферу, делает её менее плотной, и она всплывает. Из-за извержения расплава сверху образуется и поднимается на поверхность вулкан.



Гипотеза мантийных плюмов
или «горячих точек»

Рис. 5.12. Схема образования подводных гор

По мере движения литосферы и сдвига от мантийной струи она начинает остывать и тонуть. Вулкан потухает, подвергается абразии, и в какой-то момент его вершина сравнивается с поверхностью океана, образуется атолл. По мере удаления от горячей точки дальнейшего остывания литосферы она продолжает тонуть. В этом случае все подводные горы опускаются ниже уровня океана примерно на 1-2 км. Таким образом, практически все горы находятся под поверхностью воды.

Если плита движется медленно, вулканизм очень активный – подводные горы сливаются в подводные хребты (Гавайско-Императорский хребет, Хребет девяностого градуса).

Лекция 6. Континентальный рифтогенез

6.1. Современные континентальные рифты

Все современные континентальные рифтовые системы могут быть классифицированы по своей масштабности (рис. 6.1).



Рис. 6.1. Современные активные континентальные рифты. Классификация рифтовых систем

Масштабность континентальных рифтовых систем далеко не такая большая, как океанских рифтов. Как известно, океанские рифты – огромные цепи, протяженностью до 70 тыс. км. Континентальные рифты в эту глобальную систему входят частично либо не входят вообще. Континентальные рифты разрознены по разным континентам.

Континентальный рифт – полосовая тектоническая зона протяженностью до тысячи километров, имеющая ширину первые десятки километров, в которой происходит активное растяжение земной коры и литосферы.

Механизмы рифтогенеза

Рифтогенез бывает активный и пассивный.

Активный рифтогенез представляет собой формирование рифта на восходящей мантийной струе. *Пассивный рифтогенез* при соответствующем поле напряжений в земной коре – растяжение земной коры определяется действием растягивающих напряжений на данный блок земной коры, которое возникает за счет взаимодействия данного блока с другими блоками.

Пример: если надавить на автомобильную шину, она начнет сплющиваться. Сплющивание вызывает растяжение в ее центре. Примерное также образуется рифт Байкальской рифтовой зоны – Индостан врезается в тело Евразии, Евразия оказывает сопротивление, создается напряжение сжатия, в тылу напряжения сжатия создается напряжение растяжения. Простирается Байкальский рифт перпендикулярно фронту давления Индостана на Евразию.

Пассивный рифтогенез – результат пассивного растяжения.

Разница между активными и пассивными рифтами заключается в проявлениях магматизма.

Кроме того, существует классификация по месту их положения.

Континентальные рифты:

- Внутрикратонные (атлантического типа)

Рифты, которые располагаются в пределах стабильных древних участков платформ (Афаро-Эфиопский рифт).

- Синорогенные

Рифты, образующиеся в результате коллизии литосферных плит с образованием складчатых поясов в результате действия локальных растягивающих напряжений на конкретный тектонический блок.

- Задуговых бассейнов

6.2. Симметричная модель рифта (модель чистого сдвига)

Активный рифтогенез

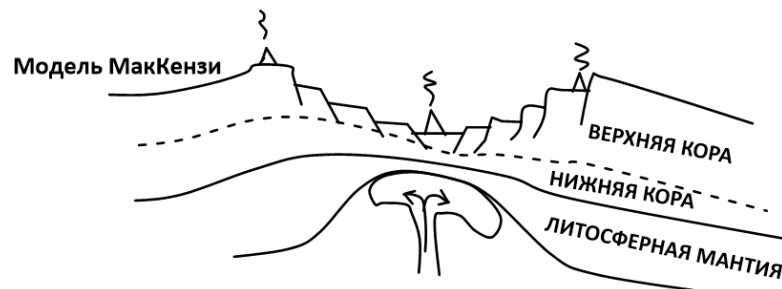


Рис. 6.2. Симметричная модель рифта

Рифтогенез происходит при воздействии теплового потока (рис. 6.2).

Как известно, подошва литосферы отбивается по изотерме 1300 °С. Значит, литосфера тоже поднимается. Таким образом, литосфера в области подхода мантийного плюма утоньшается. За счет увеличения теплового потока происходит разуплотнение вещества в области над плюмом – ширина плюма может достигать 1000 км. Как следствие, вещество испытывает вздымание, сводовое поднятие. Сводовые поднятия характерны практически для всех рифтов, которые закладываются по активной модели. Поднятие оценивается приблизительно в километр.

Верхняя часть коры реагирует на сводовое поднятие хрупкими деформациями с образованием сбросовых нарушений – в верхней коре формируется грабенообразная структура.

Нижняя кора более пластичная, в ней хрупкие деформации не наблюдаются, в ней происходят пластичные деформации. Именно поэтому сейсмичность рифтовых зон очень неглубокая.

Вулканы часто располагаются как в самой рифтовой долине, так и на «плечах» рифта (рис. 6.2). Их высота может достигать 3,5 км.

Пассивный рифтогенез

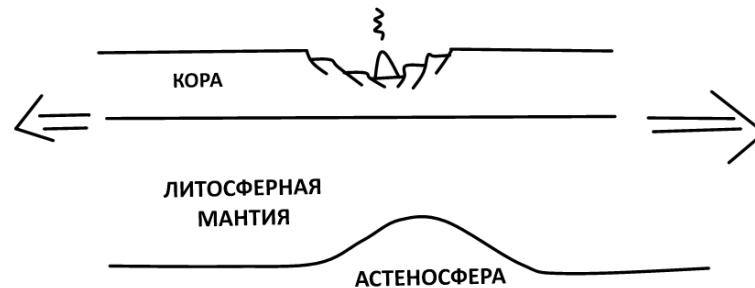


Рис. 6.3. Пассивный рифтогенез

Происходит легкое утонения литосферы за счет формирования шейки утонения, возникает астеносферное поднятие, который испытывает адиабатическое плавление за счет декомпрессии.

6.3. Асимметричная модель рифта (Модель Вернике, модель простого сдвига)

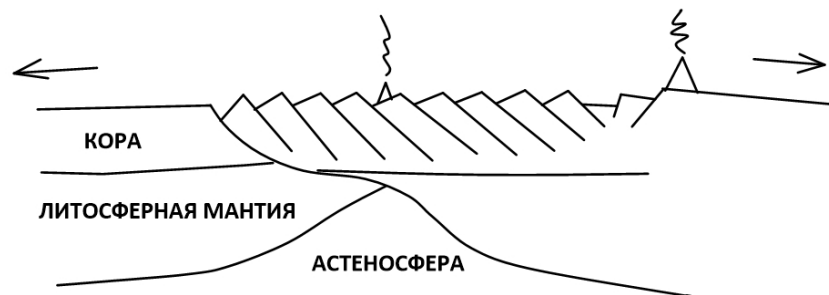


Рис. 6.4. Асимметричная модель рифта

При растяжении континентальной коры с образованием грабенообразных структур максимальное удлинение может составлять 400%. Если блоки при сжатии подвернулись на 10-15 °С, то растяжение будет составлять около 40%; если на 60 °С - растяжение около 100%; если на 90 °С – растяжение будет составлять 400%.

Но природа придумала механизм, при котором возможно растяжение до 1000% без образования океана.

Предполагается, что кора разбивается пологим разломом, угол которого составляет 10-15 °С. По этому разлому две разделенные части коры расходятся в разные

стороны, при этом всячее крыло (правая часть) разбивается на блоки (рис. 6.4). Блоки разделены *листрическими сбросами*. Эту «гармошку» можно растягивать на большие расстояния – блоки все больше и больше будут разворачиваться без разрыва сплошности и открытия океана.

Проявления магматизма чаще всего смещены в сторону всячего крыла в тех местах, где астеносфера подходит максимально близко к коре – в областях максимального разуплотнения.

6.4. Магматизм

Характерным признаком для всех геодинамических обстановок является магматизм.

Для зон континентального рифтогенеза будут характерны основные магматические породы. Мантия состоит из перидотита – ультраосновной породы, при плавлении которой образуется базальтовый расплав. Поскольку мощность литосферы над плюмом минимальна, базальтовые расплавы прорываются на поверхность и изливаются в рифтовой долине в виде трапов (рис. 6.3). В то же время вулканы, стоящие на «плечах» долины, будут извергать кислые и средние лавы. Горячий базальтовый состав по мере прохождения промежуточных магматических очагов контаминирует.

Контаминация – изменение состава магматического расплава вследствие его взаимодействия с теми породами, через которые он проходит.

Характерной чертой континентального рифтогенеза является *бимодальная серия* (рис. 6.5).

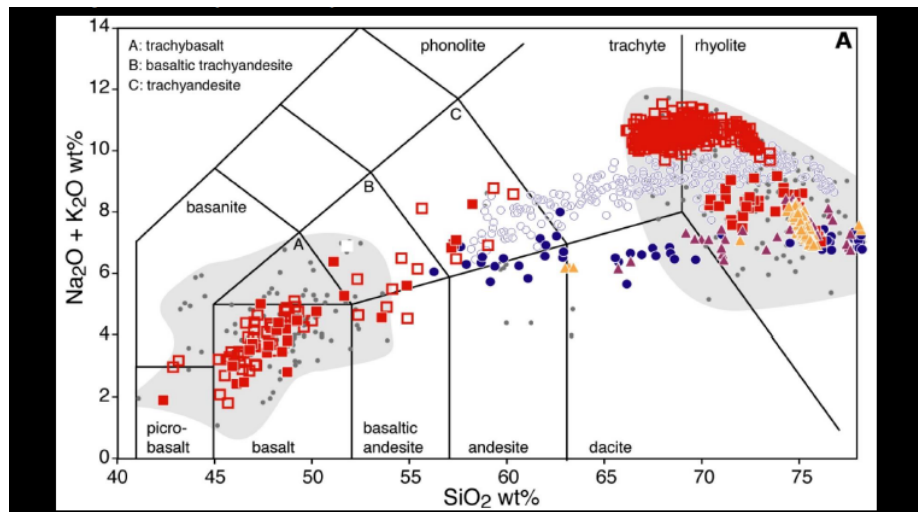


Рис. 6.5. Бимодальная серия

На рис. 6.5 приведена классическая диаграмма содержания щелочей. Данные по магматическим породам и их составу взяты по всем континентальным рифтам мира. Можно наблюдать две области наибольшего скопления точек: область слева характерна для пород основного состава нормальной щелочности и область справа, характерная для

пород кислого состава повышенной щелочности. Такое распределение называется **бимодальной серией**: одна мода в области основных пород, другая – в области кислых.

- Антидромная последовательность может быть пояснена следующим образом. Магматизм во времени изменяется не так, как это происходит в спрединговых хребтах или при нормальной магматической дифференциации. Наоборот, сначала извергаются кислые, затем основные – не всегда, но часто.
- Яркое проявление щелочной характер – все лавы, изливающиеся на поверхность, являются подщелочными. Щелочность они приобретают за счет породы континентальной коры, через которые они проходят.
- Для континентальных рифтов характерны комплексы ультращелочных пород с карбонатитами. Карбонатиты – огромные кольцевые массивы горных пород диаметром до десятков километров.
- Плутоны габбро, лейкогранитов, сиенитов – глубинные породы, застывающие в нижних частях коры.

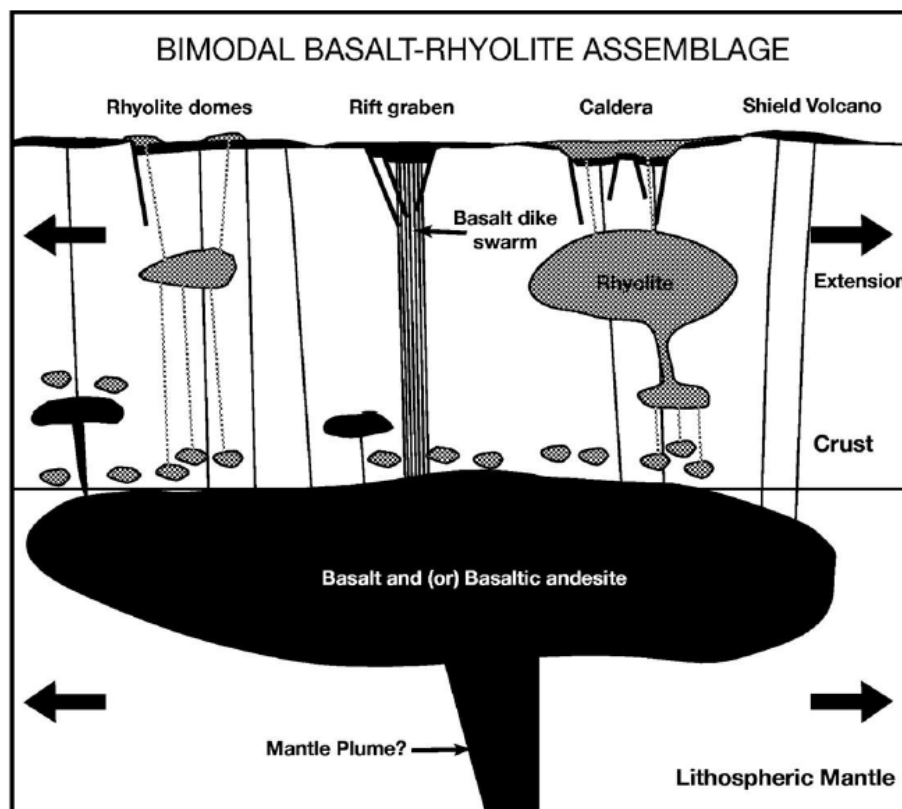


Рис. 6.6. Расположение магматических камер в области континентального рифтогенеза

На рис. 6.6 под корой образуется базальтовый очаг магмы, которая генерируется за счет подошедшего тепла мантийного потока. Под большим давлением магма способна

на прямую проникать в рифтовую долину и изливаться в виде платобазальтов. Она может задерживаться в промежуточных камерах верхней коры, контаминировать веществом коры, - в этом случае образуются стратовулканы, извергающие лавы кислого и среднего составов. В частности, могут образовываться супервулканы.

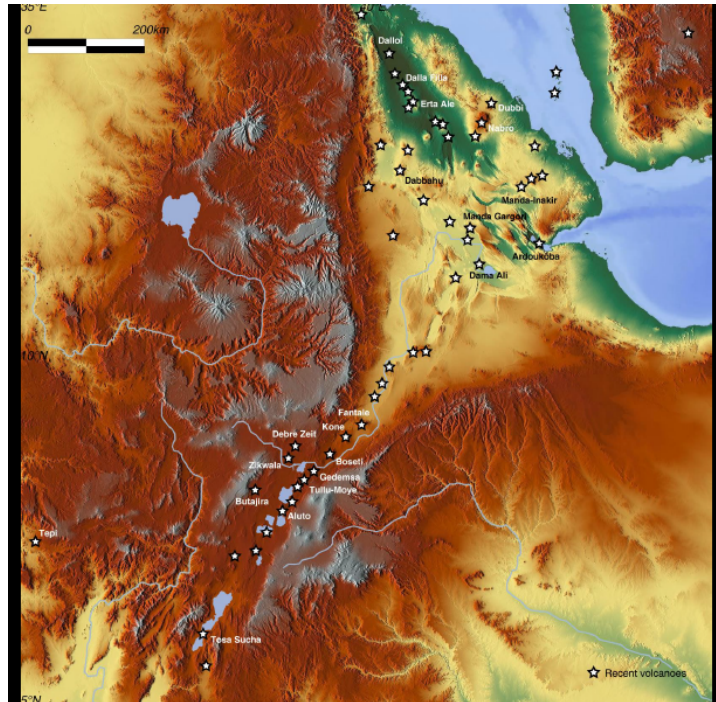


Рис. 6.7 Афаро-Эфиопский рифт

Распределение вулканов в рифтовых зонах по оси и на плечах рифтовой долины (рис. 6.7).

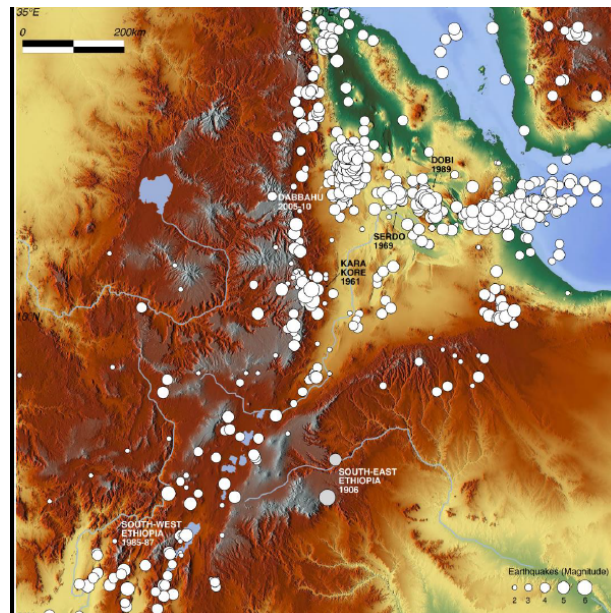


Рис. 6.8. Распределение землетрясений в области континентального рифтогенеза

Землетрясения (рис. 6.8) приурочены в основном к области рифта, их мощность и амплитуда не велики, глубина около 20-30 км.

6.5. Примеры

Внутрикратонные рифты, заложенные по активному механизму

Развивается система последние 45 миллионов лет (рис. 6.9). Центральный Индийский хребет подходит к Аравийской и Африканским плитам (раньше они составляли единое целое) и расколлот их, образовав рифт Аденского залива. Затем одно ответвление рифта «пошел» на северо-запад, второе на юг, откалывая от Африканской плиты Сомалийскую. Предполагается, что головка плюма, которая раскалывает континент, располагается под Афарской депрессией. Скорость продвижения рифта составляет примерно 5 см в год, скорость раздвигания – 2 см в год. На территории Танзании расположены вулканы, извергающие кислые и средние лавы. В то же время в рифтовой долине расположены вулканы, которые должны извергать базальтовую лаву и, также, они извергают ультращелочные породы.

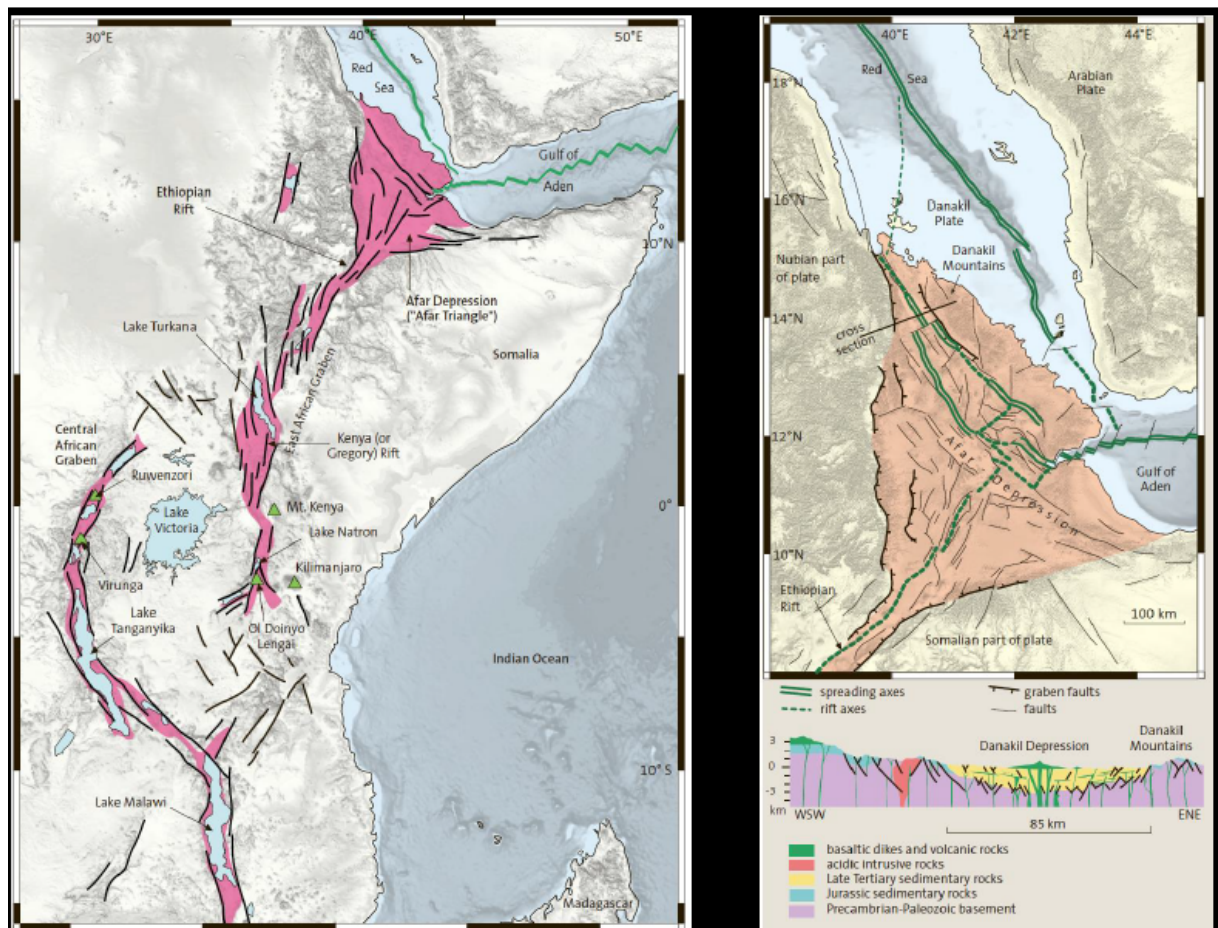


Рис. 6.9. Восточно-Африканская рифтовая система

В южной части красного моря уже закончился континентальный рифтогенез и начался океанический. Здесь формируется молодая океаническая кора (показано на

разрезах на рис. 6.10). На разрезе, находящемся в центральной части рисунка, утонение континентальной коры уже произошло, но еще не случился разрыв сплошности.

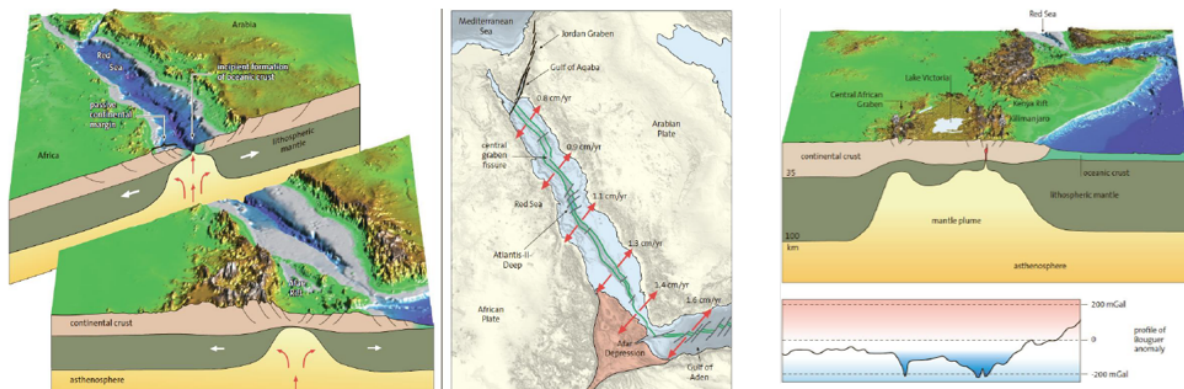


Рис. 6.10. Красноморский рифт



Рис. 6.11. Базальтовый щитовой вулкан

Базальтовые лавы относительно жидкие, поэтому они растекаются и не образуют типичный стратовулкан. Для щитовых вулканов характерны лавовые озера (рис. 6.11).

Самый известный вулкан (рис. 6.12) располагается в рифтовой долине, покрыт карбонатитовыми лавами, имеющими белый цвет. Это самые низкотемпературные лавы на Земле – их температура плавления 450 °С (базальтовая магма имеет температуру плавления 1100 °С).



Рис. 6.12. Вулкан Ол-Дойньо-Ленгаи

Пример пассивного рифтогенеза

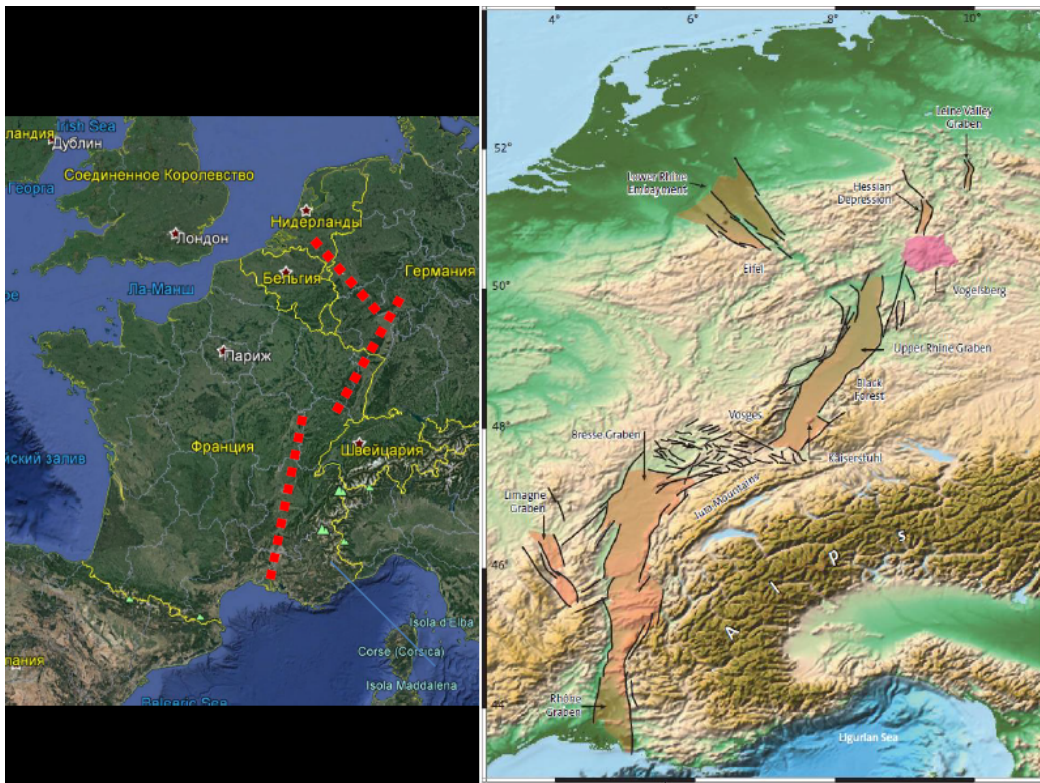


Рис. 6.13. Пример пассивного грабенообразования в центральной Европе

Африка коллидирует с Евразией, результатом чего является закрытие океана Тетис. В настоящее время его остатком является Средиземное море. В скором времени Тетис совсем исчезнет, и там, где сейчас расположено Средиземноморье, образуются горно-складчатые сооружения на подобие Гималаев. Пока этого не произошло, Африка давит на Евразию, и в тылу этого давления возникают обстановки растяжения. Хорошо видна Центрально-Европейская рифтовая система (Рейнский грабен) (рис. 6.13). Магматизм на этой территории пассивный. Заложение этой рифтовой системы произошло 45 миллионов лет назад – примерно тогда же, когда и в Африке.

Область бассейнов и хребтов на западе Северной Америки

Пример реализации асимметричного рифтинга по Вернике (рис. 6.14).

В Калифорнийский залив заходит Восточно-Тихоокеанское поднятие (спрединговый хребет). Разлом Сан-Андрес, проходящий по территории Калифорнии, является трансформным, смещает сегменты спредингового хребта на востоке Тихого океана. Спрединговый хребет субдуцировал под Северную Америку и продолжается под континентом. Но обстановка растяжения там все равно присутствует, что вызывает растяжение вышележащей коры. Проявляется это в формировании провинции бассейнов и хребтов.

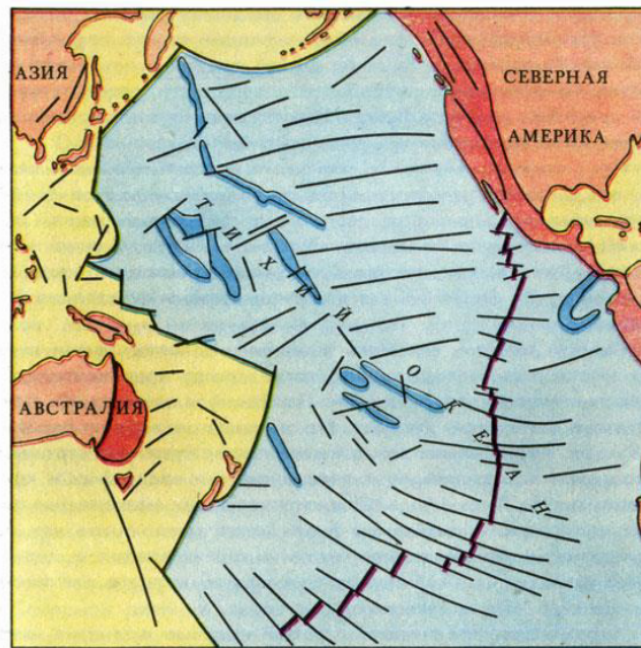


Рис. 6.14. Область экстремального растяжения

В области экстремального растяжения (рис. 6.15), построенного по асимметричной модели, растяжение может достигать 1000%. В первую очередь дробится осадочный чехол – фундамент платформы может выступать на поверхность, образуя метаморфические ядра.

Внутрикратонные рифты развиваются, если энергетики плюма хватает, чтобы развить их до океана, как в случае с Красноморским рифтом. В этом случае «начинает жить» океан.

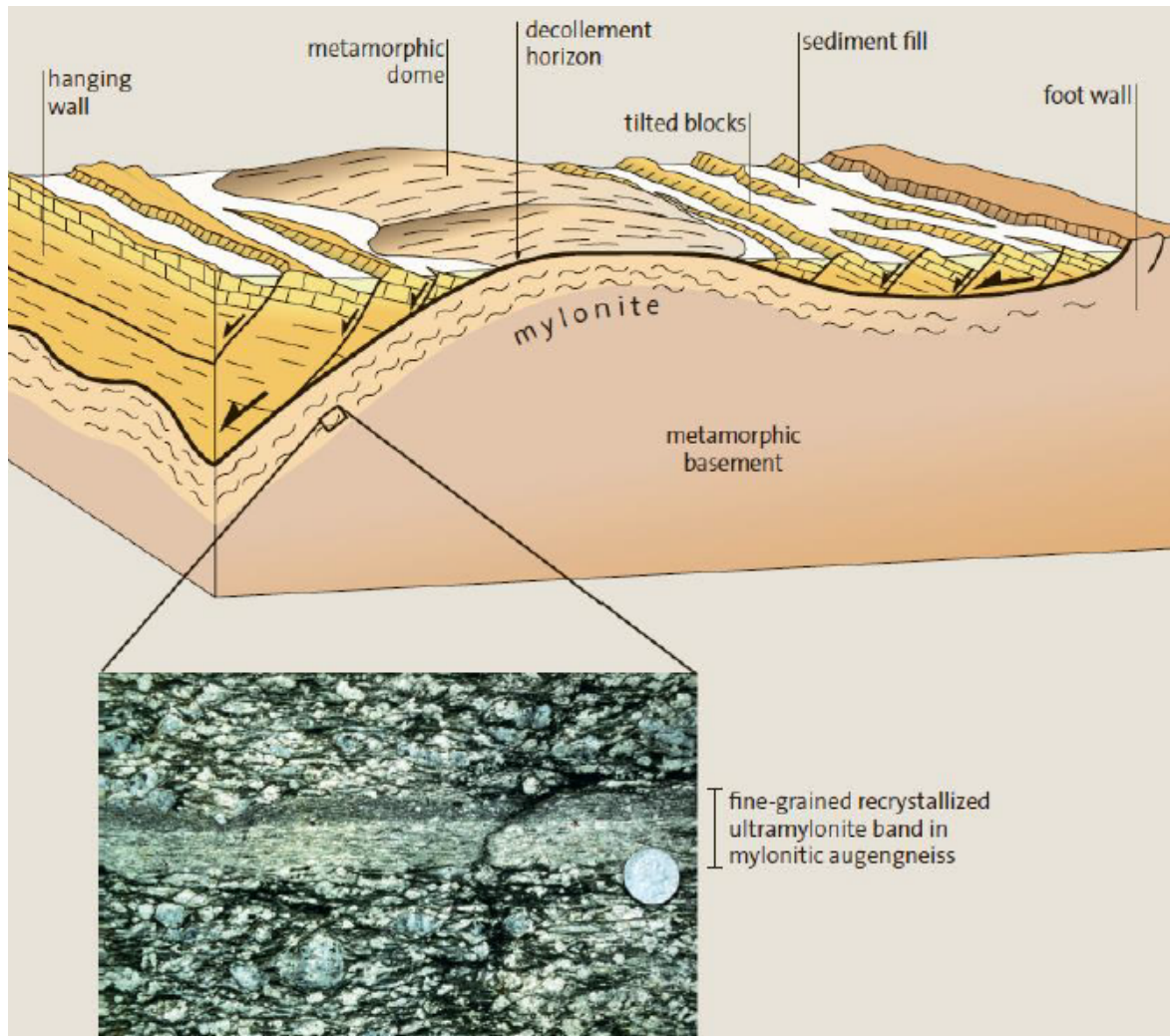


Рис. 6.15. Область экстремального растяжения

В основании Западно-Сибирского бассейна находится Обский палеоокеан – после столкновения Балтики и Сибири, когда образовался фундамент Западно-Сибирской платформы возник внутриконтинентальный рифт в теле молодой платформы. По данным геофизики часть Западно-Сибирского бассейна подстилается субокеанической корой. Таким образом, это океан, который стал раскрываться, но по каким-то причинам, скорее всего, из-за потери энергетики под ним, прекратил свое существование, оставив прогиб. Прогиб образовался из-за того, что мощность континентальной коры низкая, и присутствует океаническая кора, а она тяжелая, менее плавучая.

Таким образом, рифты могут существовать от первых десятков миллионов лет до тех пор, пока действует источник, способствующий их раскрытию.

Лекция 7. Активные и пассивные континентальные окраины.

7.1. Палеотектоническая реконструкция Земли (200 млн лет назад)

Существование континентальных рифтов иногда приводят к следующим последствиям. На момент времени 200 млн лет назад суперконтинент Пангея начинает распадаться. Океан, который клином вдается в тело Пангеи (Гондвана и Лавразия), называется *Tetus*, в настоящее время его осколком является восточное Средиземноморье. Весь остальной океан называется *Панталасса* – предшественник Тихого океана. Тело Гондваны пересекается рифтовой системой, простирающейся от Антарктиды до северных побережий Лаврентии. Данная рифтовая система превращалась в океан.

170 млн лет назад начинает раскрываться центральная Атлантика. Это первый рифт, перешедший из стадии континентального рифтогенеза в стадию молодого океанического бассейна. Раскрытие Атлантики происходило по частям. Сначала произошло раскрытие центральной Атлантики, затем начала раскрываться южная Атлантика, позднее - северная. В противоположность медленному рифтогенезу в Атлантике, Индостан дрейфовал с огромной скоростью. Это привело к раскрытию Индийского океана. 30 млн лет назад Атлантика приобретает современные черты и становится молодым океаном.

7.2. Пассивные и активные континентальные окраины

Континентальные окраины – окраины континент-океан, место, где между ними проходит граница. Изначально развивается пассивная континентальная окраина, следом – активная. Не каждая пассивная окраина становится активной – для этого нужны определенные условия.

Пассивные окраины отличаются от активных тем, что они располагаются внутри литосферной плиты, не являются границами плит.

Пассивные:

Широкие прибрежные равнины, внутриплитное положение, низкая сейсмическая и вулканическая активность. Характерны для молодых океанов.

Активные:

Сложное строение, наличие активной зоны субдукции, сейсмичность, магматизм, метаморфизм, складчато-надвиговые дислокации.

7.3. Пассивные континентальные окраины

Формирование пассивной континентальной окраины представлено на рис. 7.1.

Пассивные окраины образуются тогда, когда стадия континентального рифтогенеза переходит в стадию молодого океанического бассейна.

Рифтовое осадконакопление происходит в понижениях рельефа (рис. 7.1). Остальные осадки, которые наблюдаются в строении пассивной континентальной окраины, образуются на пострифтовом этапе – дрейфовом этапе.

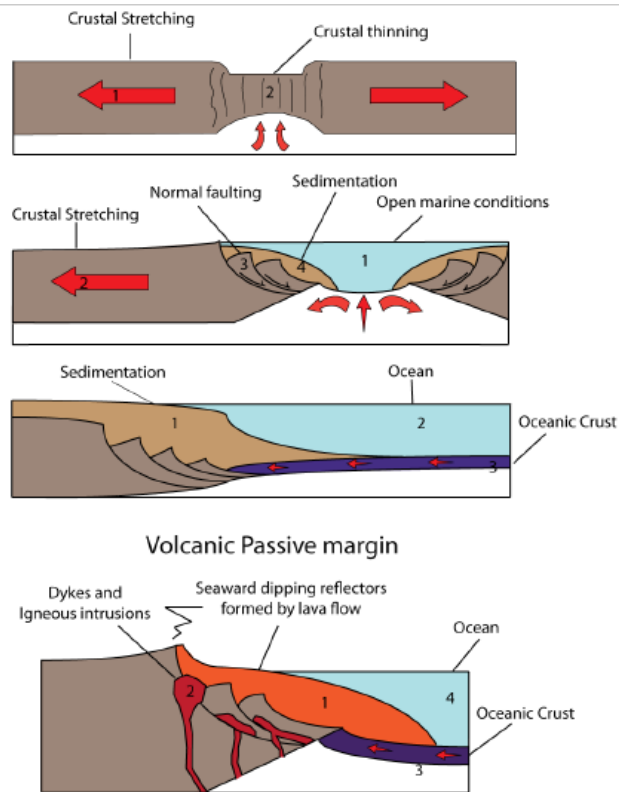


Рис 7.1. Формирование пассивной континентальной окраины

Как было отмечено в предыдущей лекции, для областей континентального рифтогенеза характерным магматизмом является бимодальная серия – основные и кислые породы. Типы осадков в рифтах следующие:

- Изверженные породы (вулканиты)
- Терригенные породы (грубообломочные молассы)

Рифтовый комплекс остается в «памяти» пассивных континентальных окраин (рис. 7.2).



Рис. 7.2. Строение пассивной континентальной окраины

Область перехода континент-океан обычно происходит через переходную зону – переходную континентальную кору. Это сильно утоненная и разбитая разрывными нарушениями континентальная кора, пронизанная дайками и силлами основных пород.

Мощность коры в переходной зоне составляет порядка 20 км. Сейсмикой тяжело исследовать границы перехода (извилистая граница на рисунке), поскольку разрыв сплошности коры и литосферы не происходит одновременно. По мере приближения к этой зоне увеличивается роль основных интрузивных пород – континентальная кора наполняется интрузиями.

Отложения шельфа, бровки шельфа и континентального подножия – это процессы развития молодого океана. Процесс зависит от климатических условий и от наличия рельефа и рек, которые сносят обломочный материал с континента. Этот материал будет более тонким чем тот, что откладывается на рифтовом этапе. Если пассивная окраина находится в интервале 40°с.ш. - 40°ю.ш., то в строение осадочного комплекса очень большое значение имеют эвапориты, соли, гипсы. Если нет большого поступления обломочного материала, накапливаются карбонаты.

С пассивными окраинами часто связываются барьерные рифы. Они образуются на перегибе шельф-континентальный склон.

Области пассивных континентальных окраин – одни из самых изученных с точки зрения геологии, поскольку они содержат в себе практически все запасы углеводородов.

Пассивная континентальная окраина, в строении которой наблюдается, в основном, осадочный комплекс, называется пассивной континентальной окраиной. Однако, пассивные континентальные окраины могут быть *вулканическими*. Это означает, что в их строении значимую роль играют магматические породы – базальтовые покровы (рис. 7.1, нижний). Это случается, когда в процессе рифтогенеза, на стадии формирования рифта, магматизм доминирует.

На рис. 7.3 представлено распределение невулканических и вулканических континентальных окраин в мире (вулканические показаны красным цветом).

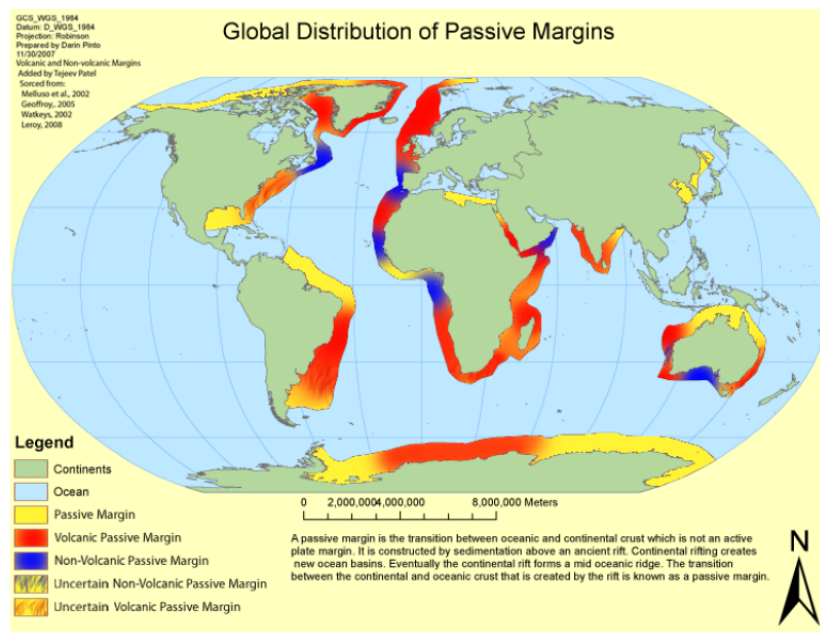


Рис. 7.3. Распределение пассивных континентальных окраин

Примеры континентальных окраин

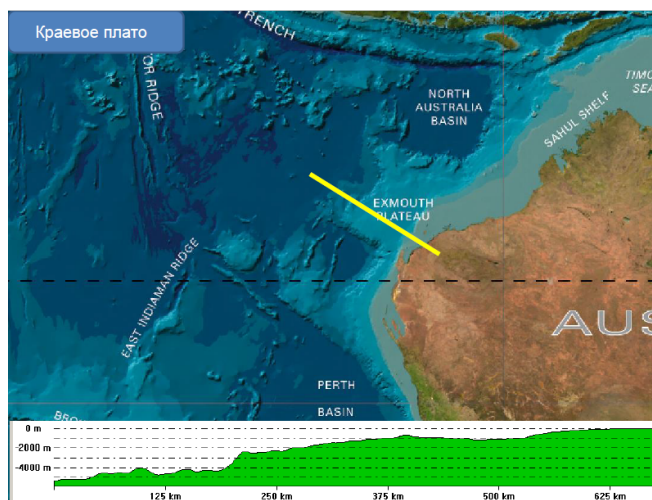


Рис. 7.4. Западная пассивная континентальная окраина Австралии

В строении данной окраины (рис. 7.4) наблюдается краевое плато (exmouth). Оно образовалось на стадии рифтогенеза, когда произошел откол от континента и проседание как следствие образования океанического бассейна. Такие плато довольно часто осложняют строение пассивных континентальных окраин и, чаще всего, подстилаются утонённой корой континентального типа.

Развитие пассивной континентальной окраины изучается различными методами, в том числе и методом секвенс-стратиграфии (рис. 7.5).

СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД

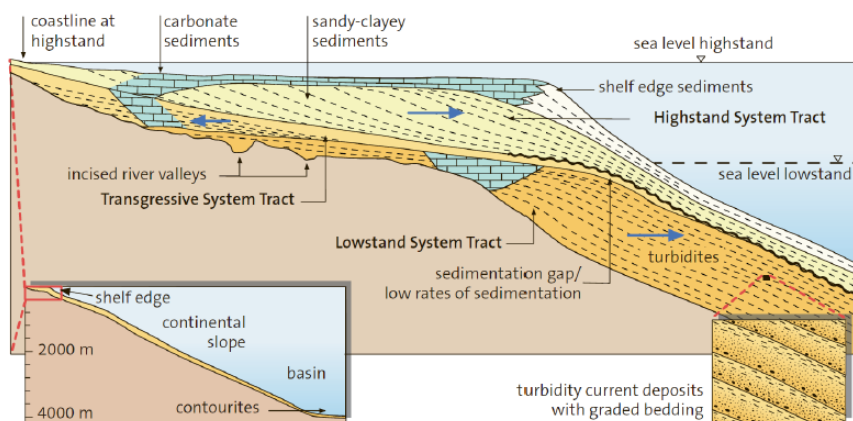


Рис. 7.5. Метод секвенс-стратиграфии

Смысл метода заключается в расшифровке последовательности событий, происходящих на пассивной континентальной окраине.

Как было сказано, пассивная континентальная окраина эволюционирует с учетом климатических условий и условий омывающего ее океана. Если начинается трансгрессия – на пассивной окраине будут отлагаться те осадки, которые характерны для

мелководного или глубоководного океанического бассейна. Если начинается регрессия – пассивная окраина оказывается над водой, будет подвергаться размыву или на ней будут накапливаться континентальные отложения.

Последовательность таких событий, как трансгрессия и регрессия, очень хорошо запечатлеются в геологической истории и в геологическом строении пассивной континентальной окраины. Наблюдается целый комплекс осадков, характерных для уровня высокого стояния моря, низкого стояния моря и переходных стадий.

Это необходимо, поскольку именно здесь происходит захоронение огромного количества органического материала, который впоследствии преобразуются в углеводороды. Изучения последовательностей высокого и низкого стояния моря позволяет определить, где залегают породы-коллекторы, ловушки, покрывки.

Таким образом, метод секвенс-стратиграфии является крайне востребованным. Практически все континентальные окраины изучены этим методом.

Пример важности изучения пассивных континентальных окраин – Персидский залив. От всех разведанных на Земле запасов углеводородов в нем сосредоточено около 40 %.

С точки зрения тектоники, Персидский залив – это часть Африканской плиты. Это пассивная окраина Аравийской платформы. Подошва осадочного комплекса расположена на глубине до 12 км. Это определяет количество ловушек углеводородов, которые здесь могут быть сформированы.

Таким образом, само строение пассивной окраины обусловило накопление большого количества углеводородов, а последующее смятие в складку обусловило миграцию углеводородов в соответствующие ловушки.

7.4. Активные континентальные окраины

Активные континентальные окраины всегда ассоциируются с процессом субдукции.

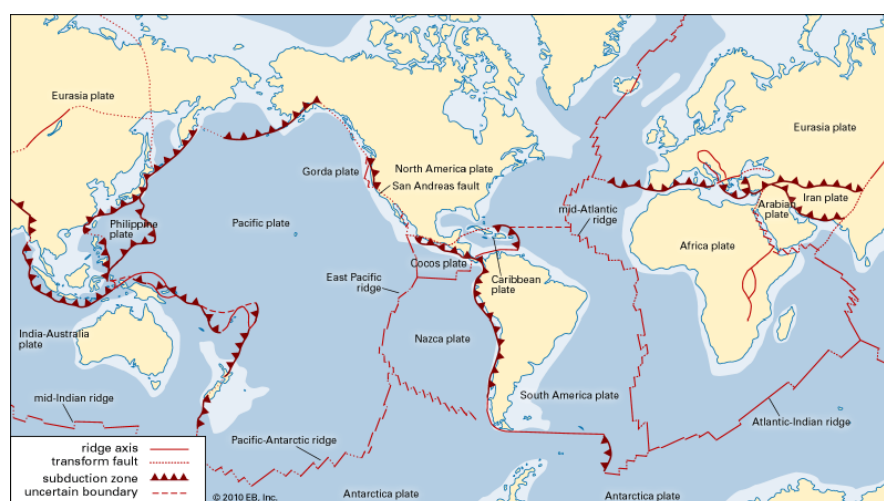


Рис. 7.6. Границы литосферных плит

Треугольниками показаны активные континентальные окраины (рис. 7.6). Они приурочены к древним океаническим бассейнам. В первую очередь это окраины Тихого океана, Тетис.



Рис. 7.7. Зоны субдукции

На рис. 7.7 приведено Тихоокеанское огненное кольцо. Глубоководные желоба являются прямым следствием субдукции. В тихоокеанское кольцо не входит Пуэрториканская зона субдукции, Зондская зона субдукции и Скотия.

Активные континентальные окраины в узком смысле – те, где субдукция океанской литосферы происходит под континентальную (рис. 7.8). Пример: Чилийско-Перуанская зона субдукции, Центрально – Американская зона субдукции, Каскадия.

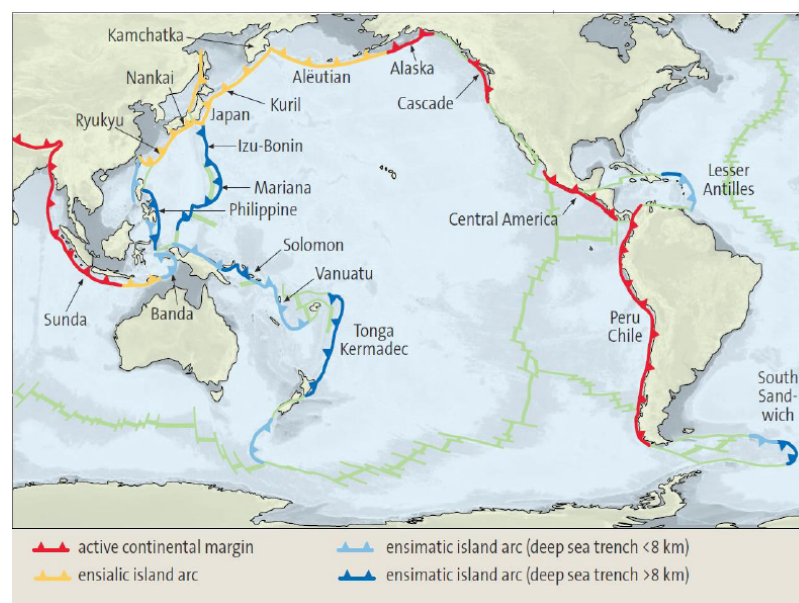


Рис. 7.8. Разделение зон субдукции

Субдукционная обстановка – обстановка, при которой плиты сходятся. Конвергентные границы плит, на которых одна плита погружается под другую:

- Океаническая кора погружается под континентальную
- Океаническая кора погружается под океаническую

Более древняя литосфера погружается под более молодую, т.к. более древняя литосфера является более холодной и более тяжелой.

На рис. 7.8 красными линиями показаны активные континентальные окраины в узком смысле.

Темно-синий цвет – зоны, где происходит субдукция океанской литосферы под океанскую. С точки зрения тектоники голубые и темно-синие дуги представляют собой одно и то же. Желтым цветом показаны те зоны, где океанская литосфера субдуцирует под континентальную литосферу с образованием островных дуг.

Перечисленные зоны субдукции (синие, голубые, желтые линии) называются *зонами субдукции островодужного типа*.

7.5. Типы зон субдукции

Почему же происходит субдукция?

По мере удаления от хребта литосфера начинает остывать, к ней начинает прикрепляться вещество астеносферы, которое, с возрастом, становится все более и более тяжелым. Сначала литосферу держит «поплавок» в виде коры. Но по мере удаления от хребта плавучесть литосферы становится отрицательной (20-40 млн лет), и кора уже не может ее удержать. Литосфера не тонет из-за прочности.

Когда литосфера достигает возраста 90-120 млн лет, ее прочности уже не хватает, чтобы выдержать балласт в виде прикрепленной астеносферы. Литосфера разрушается под собственным весом и начинает тонуть в зоне субдукции (рис.7.9).

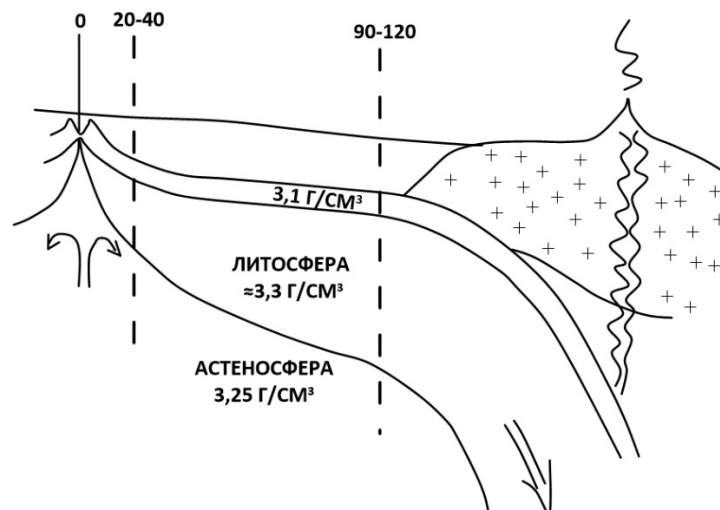


Рис. 7.9. Жизненный цикл плиты

Всего выделяется четыре типа субдукций.

1) Андский тип зон субдукции

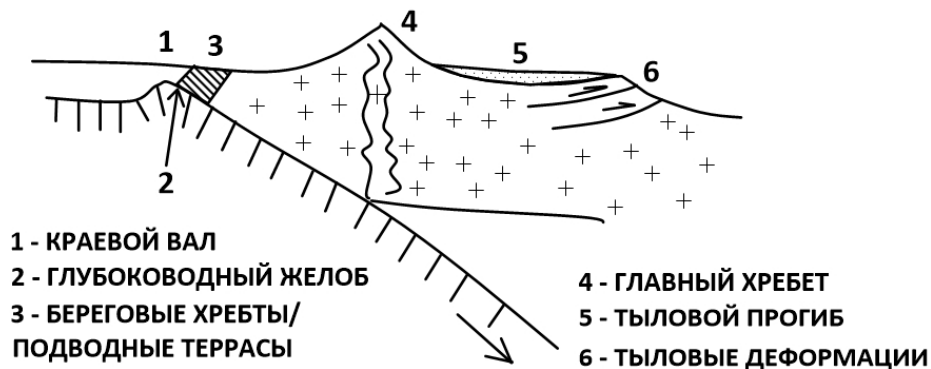


Рис. 7.10. Андский тип субдукции

Тектонотипом Андского типа субдукции (рис. 7.9) является Перу-Чилийская зона субдукции, где плита Наска субдуцирует под Южно-Американскую плиту.

Литосфера Тихого океана не симметрична относительно хребта спрединга. Из этого следует, что к восточной части Тихого океана подходит океанская литосфера, которая образовалась относительно недавно в спрединговом хребте, особенно учитывая тот факт, спрединг в Восточно-Тихоокеанском поднятии происходит максимально быстро.

С другой стороны океана к континентальным окраинам подходит наиболее древняя литосфера, возраст которой составляет до 170 млн лет. Это определяет различие тектонический типов зон субдукции.

Субдуцирует молодая и теплая плавучая океанская литосфера, но делает она это неохотно. Это выражается в формировании краевого вала. Это упругий изгиб литосферы, насильно погружающейся под континент.

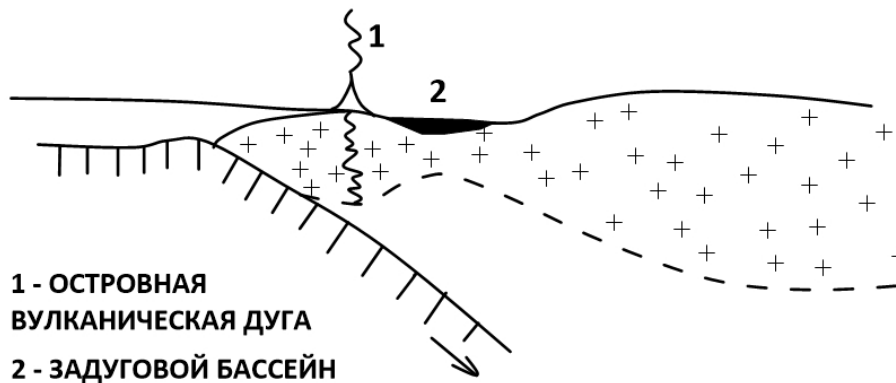
Береговые хребты и подводные террасы (в зависимости от того, выходит этот элемент на поверхность над океаном или нет) - комплекс осадков, которые соскребаются с первого слоя океанской коры.

Главный хребет – вулканы, находящиеся в Андах.

То, что плита плавучая и не хочет субдуцировать выражается в том, что те деформации, что возникают в висячем крыле зоны субдукции, передают давление в тыл зоны субдукции, где происходит формирование пологих надвигов.

В ряде случаев между главным хребтом и тыловыми надвигами может развиваться тыловой прогиб.

2) Зондский тип



1 - ОСТРОВНАЯ
ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДУГА
2 - ЗАДУГОВОЙ БАСЕЙН

Рис. 7.11. Зондский тип субдукции

Субдукция происходит под континентальную литосферу с образованием островной дуги, субдуцирует уже более древняя литосфера. Субдукция литосферы Индийского океана происходит под южную окраину Евразии.

Береговой хребет выражен только в тех местах, где литосфера относительно молодая и испытывает сжимающие напряжения. Чаще всего краевого вала не наблюдается. Литосфера начинает тонуть сама.

3) Японский тип

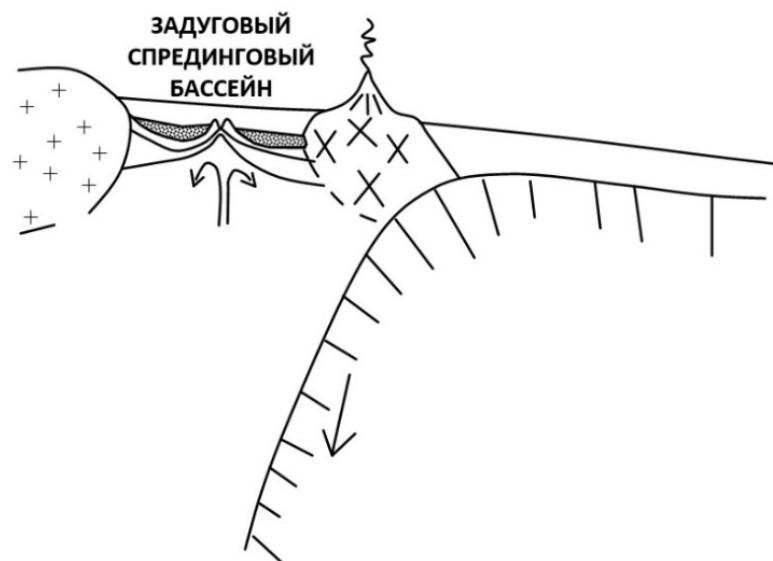


Рис. 7.12. Японский тип субдукции

Субдуцируется древняя литосфера, которая утратила прочность и плавучесть. Следствием того, что литосферная плита тонет, является появление области растяжения. В результате этого растяжения может сформироваться задуговой спрединговый бассейн. Далее в результате откола части континентальной коры за счет раскрытия задугового спредингового бассейна формируется островная дуга.

Лекция 8. Субдукция. Магматизм зон субдукции

8.1 Субдукция

Субдукция начинается тогда, когда океанская литосфера становится настолько старой, что теряет свою плавучесть (рис. 7.9).

Пока плита молодая, она имеет положительную плавучесть за счет большой мощности коры, которая менее плотная, чем астеносфера, и маленькая мощность литосферы, которая более плотная, чем астеносфера.

Средний возраст (20 - 40 млн лет) – средняя плотность всей литосферы больше, чем плотность астеносферы. Литосфера по идее должна тонуть, но она плавает, поскольку сохраняет прочность и упругость.

Старость (90 - 150 млн лет) – прочность исчезает, масса океанской литосферы превышает предел прочности на разрыв перидотита, из которого она сложена. Литосфера начинает тонуть...

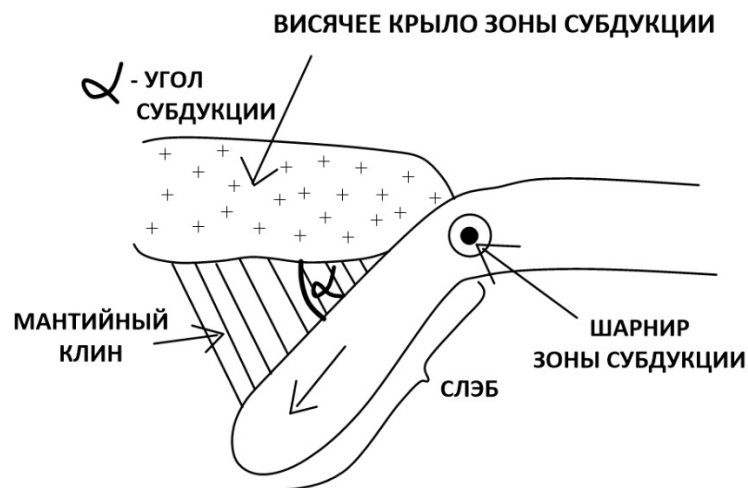


Рис. 8.1. Слэб

То, что располагается над слэбом (рис. 8.1), но не относится к мантии (континентальная или океанская литосфера), называется **висячем крылом зоны субдукции**.

Обозначенный на рисунке угол называется **углом субдукции**.

8.2. Дополнение к предыдущей лекции

Разница в субдукции окраинно-континентального и островодужного типов в первую очередь заключается в возрасте субдуцирующей литосферы.

Если субдуцирует океаническая молодая относительно плавучая литосфера, то образуется активная континентальная окраина.

Если субдуцируется древняя литосфера, которая тонет сама по себе, то образуются островодужные системы.

Островные дуги бывают двух типов: на континентальном основании и на океанском основании.

На энциалических островных дугах можно проследить, как активная континентальная окраина становится островодужной системой по мере увеличения возраста субдуцирующей литосферы. Это происходит за счет того, что в тылу зоны субдукции возникает обстановка растяжения. Следствием этого является отчленение блока сиалической коры от активной континентальной окраины. На этом блоке возникает островная дуга.

Зондский тип зоны субдукции

Это островодужный тип. Он включает невулканическую островную дугу, представляющую собой отложения аккреционной призмы. Островная дуга может находиться как под водой, так и над ней. За островной дугой следует преддуговой бассейн, затем вулканическая островная дуга и утоненная континентальная литосфера.

Аккреционная призма – складчато-надвиговый комплекс, который представляет собой осадки, которые соскребались висячим крылом зоны субдукции с субдуцирующей плиты.

Аккреционная призма будет сложена теми осадками, которые накапливаются на океанической литосфере. Ее мощность будет зависеть от количества накопленных осадков.

Японский тип зоны субдукции

Характеризуется тем, что от окраины континента (Евразийская плита) отколот кусок, который представляет собой утоненную континентальную литосферу.

Глубоководный желоб располагается на островной дуге. Также там располагается комплекс подводных террас (аккреционная призма), вулканическая островная дуга и задуговой спрединговый бассейн, сложенный корой океанского типа.

Задуговые спрединговые бассейны возникают за счет того, что океанская литосфера тонет быстрее, чем на нее надвигается плита. Это создает обстановку растяжения в тыловой области за зоной субдукции и приводит к спредингу.

Как известно, спрединг может быть активным и пассивным. В данном случае имеет место быть смешанная модель: пассивное растяжение и апвеллинг (конвекция).

Задуговой спрединг характеризуется тем, что он происходит пульсирующе, непостоянно. Это второстепенный процесс, зависит от субдукции.

Островодужная система может стать активной континентальной окраиной следующим образом. Допустим, наблюдается Восточно-Тихоокеанское поднятие, в котором скорость спрединга 1 м в год (увеличилась в 5 раз). Тогда через некоторое время в эту область придет молодая литосфера, и обстановка растяжения сменится обстановкой сжатия – литосфера начнет выдавливать островную дугу. В этом случае задуговой

спрединговый бассейн закроется, а его части могут быть надвинуты на континентальную окраину.

Магматизм в задуговом бассейне похож на тот, что мы встречаем на океанических хребтах. Разница будет заключаться в составе магматизма. Чаще всего будут изливаться базальты, обогащенные литофильными элементами.

Марианский тип зоны субдукции

Единственный тип, в котором присутствуют энсиматические островные дуги. В этом типе субдукции участвует настолько древняя литосфера, что она тонет практически вертикально. Угол наклона составляет порядка 80 градусов.

Элементы строения: глубоководный желоб, аккреционная призма практически отсутствует, невулканическая островная дуга, вулканическая островная дуга, задуговой спрединговый бассейн, отмершая вулканическая островная дуга. Все элементы сближены в пространстве. Это иллюстрация Марианской зоны субдукции в океан за счет того, что литосфера тонет быстрее, чем успевает пододвигаться.

8.3. Тектонические режимы зон субдукции

Для каждой зоны субдукции характерны три режима накопления осадков, характеризующие наличие или отсутствие аккреционной призмы:

- Аккреции (аккреционная призма: турбидиты, олистростромы, меланж)

Количество осадков в зоне субдукции подтягивается к контакту висячего крыла и субдуцирующей литосферы. Оно больше, чем в зоне субдукции.

- Эрозии (центральная часть Ч.-Перуанской зоны, Тонга, Японский)

Обратный процесс. Осадков нет или субдуцирует молодая плавучая литосфера. Происходит эрозия висячего крыла на контакте с субдуцирующей литосферой.

- Нейтральный (центрально – Американский)

Сколько осадков поступает в зону субдукции, столько в нее и погружается.

Скорость субдукции

Скорость субдукции складывается из двух скоростей: скорости спрединга по другую сторону от плиты и скорости надвигания висячего крыла.

Скорость спрединга на Восточно-Тихоокеанском поднятии составляет почти 10 см в одну сторону – полускорость спрединга (20 см – полная скорость спрединга). Субдукция там 10 см в год при том, что Южно-Американская плита движется очень медленно (рис. 8.2).

Таким образом, скорость субдукции напрямую зависит от скорости спрединга и возраста литосферы.

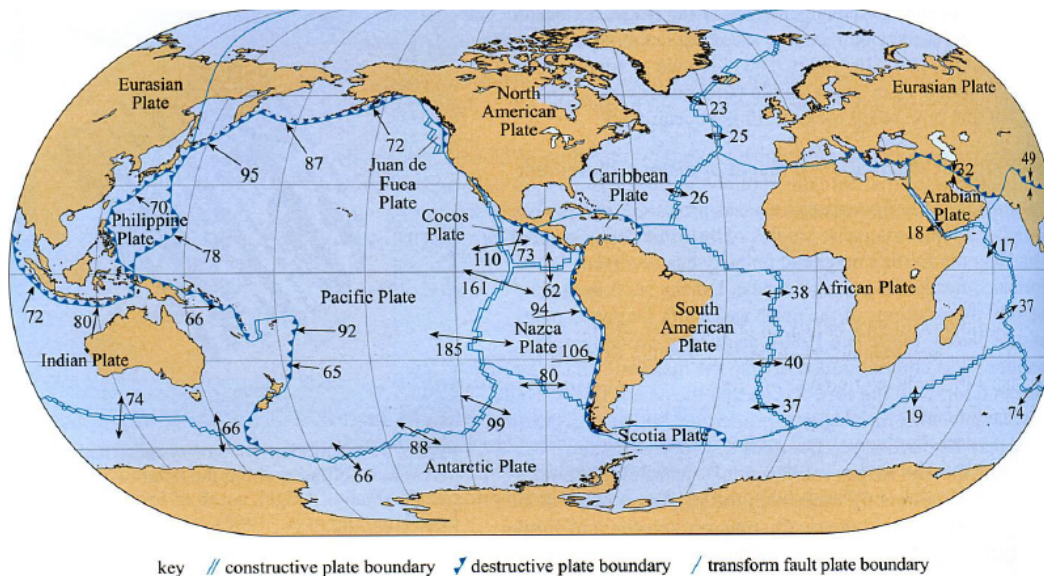


Рис. 8.2. Скорость субдукции (мм/год)

8.4. Сейсмичность зон субдукции

Для зон субдукции характерен особый сейсмический режим (рис. 8.3).

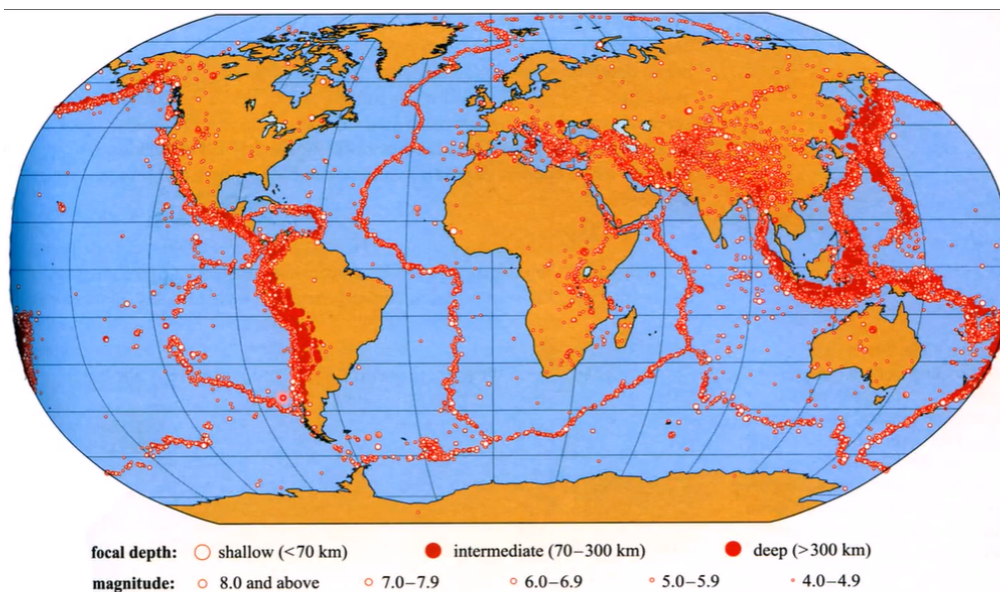


Рис. 8.3. Сейсмичность в зонах субдукции

Если границы плит связаны с дивергентными границами, рифтовые границы на континентах более тонкие и ярко выраженные, то конвергентные границы, с которыми связаны зоны субдукции и коллизии, выражены широкими пятнами-полосами.

Буквально первые сейсмометры, которые были изобретены, зафиксировали наличие этих зон. Было отмечено, что эти зоны палого уходят под активную континентальную окраину или под островную дугу.

В Японской зоне субдукции землетрясения уходят в тело слэба, большое их количество находится на контакте висячего крыла и субдуцирующего слэба. Мелкие землетрясения происходят в породах висячего крыла (рис. 8.4).

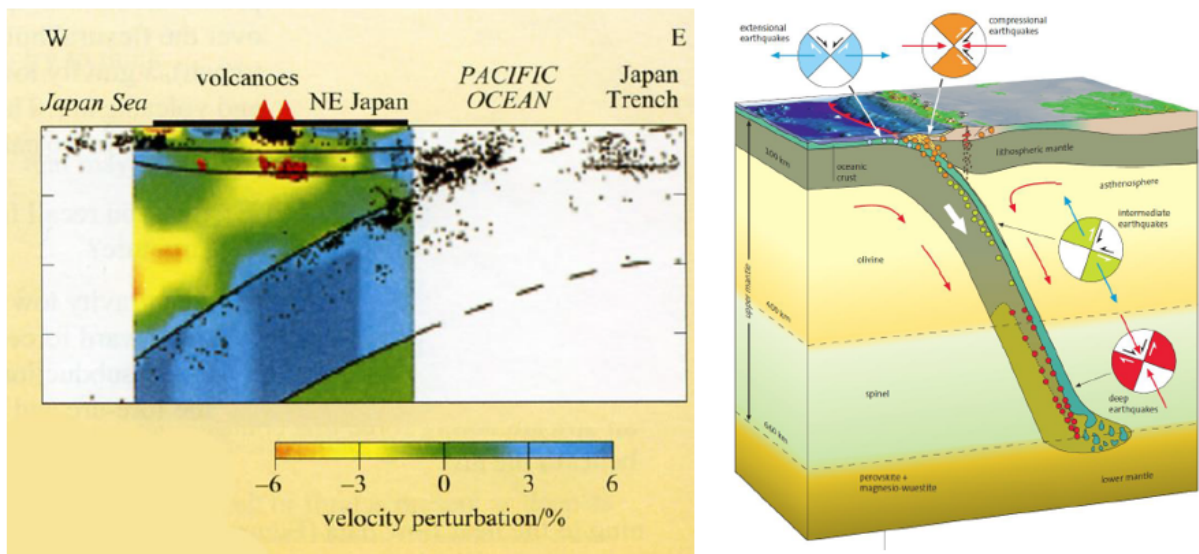


Рис. 8.4. Японская зона субдукции

Палого-наклоненная сейсмофокальная зона является отличительным признаком зоны субдукции и называется **зоной Беньофа** (рис. 8.4).

Зона субдукции – это не только островные дуги, но и особый сейсмический режим.

Именно с зонами субдукции связаны самые разрушительные и самые глубокофокусные землетрясения в мире.

Субдуцирующий слэб, погружающийся в мантию, проявляет сейсмичность в своей верхней части. В зоне Беньофа выделяются две части: землетрясения, сфокусированные на поверхности субдуцирующего слэба (связаны с механическим трением слэба о породы висячего крыла и отделением флюидов) и зона, проходящая в средней части плиты, связанная с отделением связанной воды (землетрясения связаны с уменьшением объема кристаллической решетки минералов за счет отделения флюида).

Для висячего крыла зоны субдукции характерны мелкофокусные землетрясения. Расплавы, которые поднимаются вверх и проходят через кору, вызывают в хрупкой части коры образование магматических очагов, их обрушение, что имеет следствием землетрясения.

Субдукция, как и все геологические процессы, не дискретна, но происходит скачками.

Наклон сейсмо-фокальной зоны Беньофа определяет наклон слэба. На границе между верхней и нижней мантией слэба нередко выпалаживаются – такой слэб называется **стагнирующим**. На этой границе слэб задерживается, поскольку его

вещество должно преодолеть фазовые переходы. Таким образом, слэбы накапливаются до критической массы, и когда критическая масса превышает их плавучесть, они обваливаются вниз.

8.5. Магматизм зон субдукции

Какова природа магматизма зон субдукции?

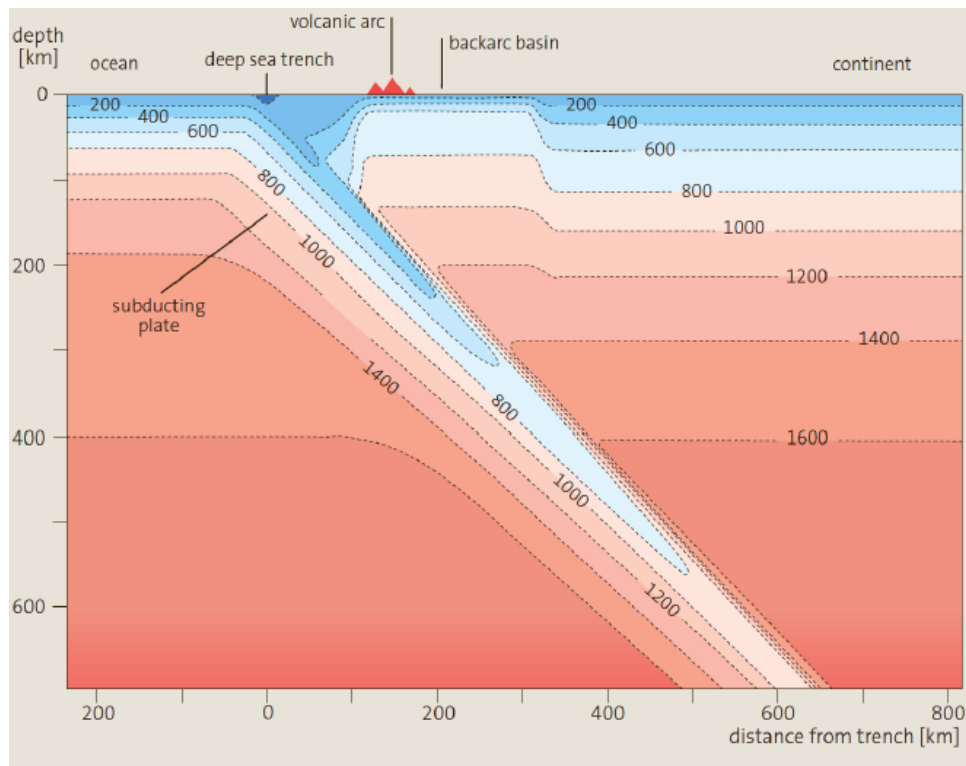


Рис. 8.5. Тепловой режим в зоне субдукции

На рис. 8.5. представлены субдуцирующий слэб, висячее крыло и мантийный клин. Субдуцирующий слэб с температурой 200°C погружается, прогреваясь за счет окружающей его мантии. Скорость прогрева зависит от мощности слэба, его возраста, скорости субдукции. Вместе со слэбом в зону субдукции была затянута вода. Под вулканическим фронтом происходит максимальный объем отделения флюидов из серпентинизированного слоя.

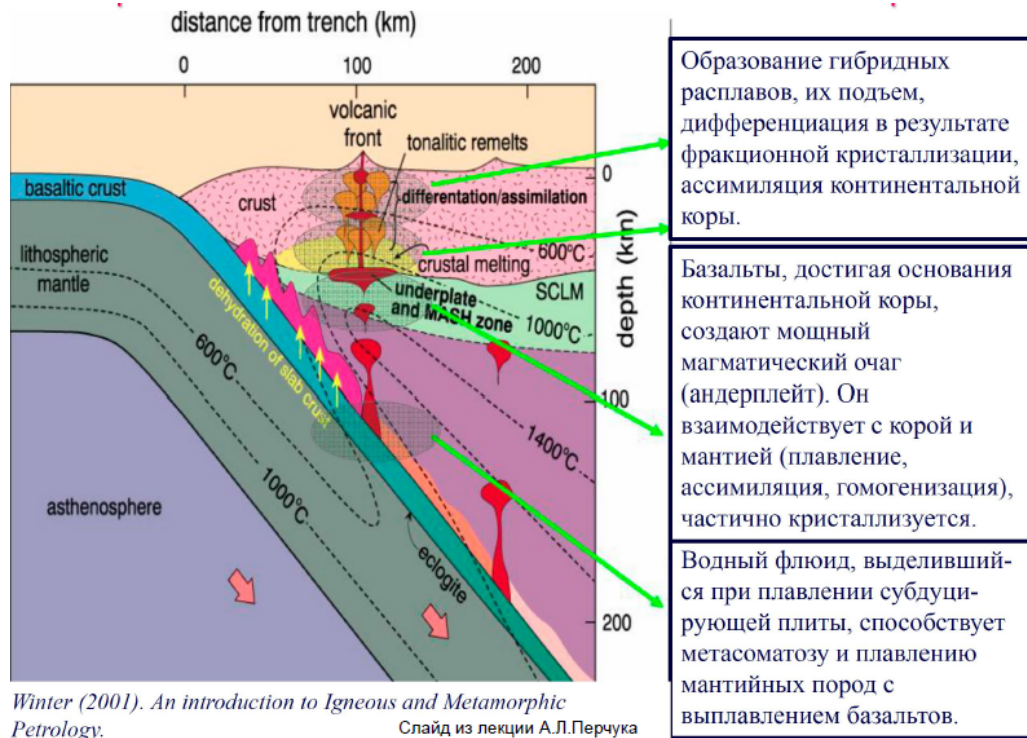
Вулканический фронт для зоны субдукции располагается над тем местом, где происходит наибольшее отделение флюидов от слэба.

Мантийный клин сложен перидотитами астеносферы. При добавлении к ним воды получим базальт. При добавлении большого количества воды получим гранит. Все зависит от количества воды и температурного режима.

Генерация магм над зонами субдукции связана с плавлением пород мантийного клина в присутствии флюидов, отделившихся от субдуцирующего слэба.

При попадании воды в мантийный клин она проходит толщу коры. Возникают условия для частичного плавления океанской коры субдуцирующего слэба.

После этого магма проходит через породы висячего крыла. В зависимости от его состава и происхождения (континентальная или океанская) породы могут окислиться или не измениться соответственно (рис. 8.6).



Образование гибридных расплавов, их подъем, дифференциация в результате фракционной кристаллизации, ассимиляция континентальной коры.

Базальты, достигая основания континентальной коры, создают мощный магматический очаг (андерплеит). Он взаимодействует с корой и мантией (плавление, ассимиляция, гомогенизация), частично кристаллизуется.

Водный флюид, выделившийся при плавлении субдуцирующей плиты, способствует метасоматозу и плавлению мантийных пород с выплавлением базальтов.

Рис. 8.6. Генерация магм над зонами субдукции

Состав магматизма:

Зоны субдукции - **андезиты**

Спрединг, континентальные рифты – **толеитовые базальты**

Бимодальная серия – **базальты, кислая серия**

Магматизм зон субдукции:

Вулканический фронт:

- над интервалом глубин 100-200 км.

Баланс давление-температура под зоной субдукции, необходимый для начала плавления перидотита при отделении флюидов происходит обычно на этих глубинах (зона магмагенерации).

- в 50-300 км от желоба

Расстояние от желоба до вулканического фронта зависит от угла наклона зоны субдукции – чем положе, тем дальше.

- ширина пояса 200 км

Также зависит от угла наклона зоны субдукции. Важно, что для всех вулканических построек островодужных систем характерно резкое начало и постепенное исчезание вулканизма.

- внешняя граница резкая, внутренняя размытая
- андезиты - визитная карточка зон субдукции.

Изучая магматизм над зонами субдукции, можно наблюдать его латеральную геохимическую миграцию (рис. 8.7).

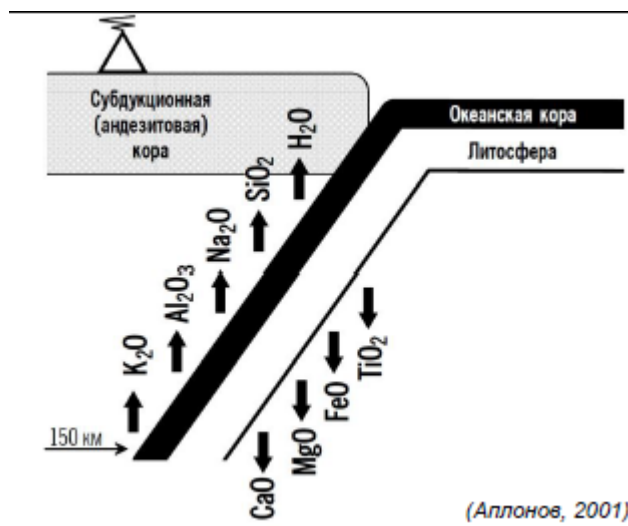


Рис. 8.7. Латеральная геохимическая зональность по мере удаления от желоба Энциалические дуги - известково-щелочная серия.

Энциматические дуги - толеитовая, известково-щелочная серии

Адакит - кремнекислая (> 56% SiO₂ и низкомагнезиальная (<3% MgO) магматическая. г. п. повышенной концентрацией Na, Al, Ba, Sr, высоким отношением и низким содержанием тяжелых РЗЭ по сравнению с обычными островодужными андезитами, дацитами и натриевыми риолитами. Предполагается, что первичный расплав адакитов образовался в конвергентных обстановках при частичном плавлении субдуцированной океанической плиты.

Адакит характеризует высокие степени плавления слэба. Это результат плавления пород субдуцирующей литосферы. Такие породы возникают в том случае, если субдуцирует молодая и еще теплая и тонкая литосфера или если в зоне субдукции имеется повышенный тепловой поток. Адакиты встречаются только в зонах субдукции.

Для активных континентальных окраин характерен батолитовый магматизм. Большое количество расплавов не достигает поверхности, поскольку из-за кислотности состав становится все менее подвижным и в таком виде застывает в верхней коре, образуя гигантские батлиты.

Лекция 9. Зоны субдукции. Горообразование и тектоника плит

9.1. Дополнение к предыдущей лекции

Рассмотрим две геотермы – континентальную и океаническую.

В нормальных условиях ни под континентами, ни под океанами выплавление магм из астеносферы невозможно в силу того, что ни одна геотерма не пересекает солидус мантийного вещества (рис. 9.1). Даже частичная выплавка астеносферы невозможна.

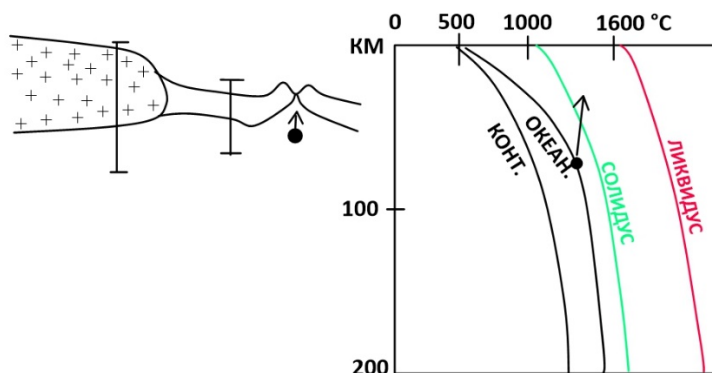


Рис. 9.1. Диаграмма солидуса и ликвидуса

Рассматривая как пример срединно-океанические хребты, где имеется большое количество расплавов, можно отметить, что выплавление в основном происходит за счет декомпрессии, за счет того, что плиты расходятся, снимается литостатическое давление с астеносферы и, соответственно, понижается температура плавления (рис. 9.1).

При температуре примерно 1000°C , где происходит разряжение, снятие литостатического давления в срединно-океаническом хребте температурные условия не меняются, а давление уменьшается, что является причиной перехода за солидус. Это определяет возможность выплавки базальтовых расплавов из перидотита астеносферы.

Латеральная миграция вулканизма над зонами субдукции

Латеральная миграция вулканизма над зонами субдукции – это процесс, при котором происходит отмирание и появление вулканов.

Магматизм над зонами субдукции связан с отделением флюида от слэба, попаданием флюида в мантийный клин, который представлен породами астеносферы (перидотитами), снижением температуры плавления перидотита под воздействием флюида и выплавлением расплавов основного состава из мантийного перидотита, которые затем, поднимаясь через висящее крыло зоны субдукции, контаминируют с ним в большей или меньшей степени и достигают поверхности в виде вулканических цепей или островных дуг.

В среднем весь магматизм над зонами субдукции андезитовый (средний), но может быть от базальтового до кислого.

Перемещение вулканического фронта в зоне субдукции может быть связано с изменением глубины магмогенерации (рис. 9.2).

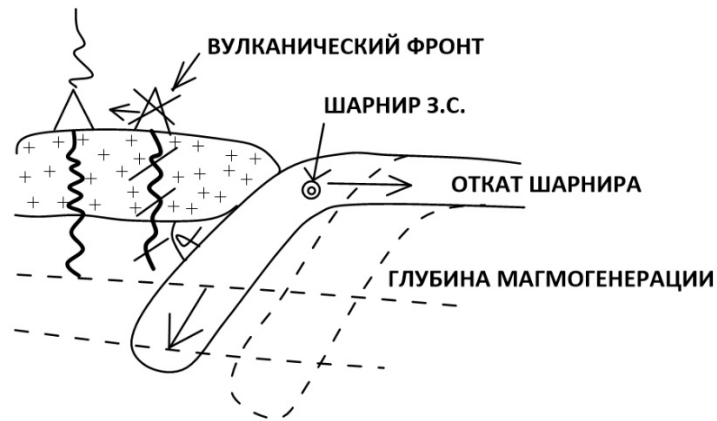


Рис. 9.2. Зона субдукции

Глубина магмогенерации составляет около 100-200 км. Она определяется тепловым потоком в данной области Земли: тепловой поток больше – глубина ниже (100км); тепловой поток меньше – область 200 км.

Если изменяется глубина магмогенерации (становится ниже), очевидно, что вулканический фронт сместится в тыл зоны субдукции, а старый вулканический фронт умрет. Соответственно, при подъеме глубины магмогенерации случится обратная ситуация – фронт сместится ближе к зоне субдукции (рис. 9.2).

Перемещение зоны субдукции называется *откатом шарнира зоны субдукции*.

Также перемещение вулканического фронта может быть связано с изменением угла наклона зоны субдукции. Если субдукция стала круче – фронт сместится ближе к зоне субдукции, к глубоководному желобу, если положе – фронт будет удаляться в тыл зоны субдукции.

Эти знания помогают реконструировать древние зоны субдукции.

9.2. Метаморфизм зон субдукции

Рассмотрим диаграмму фаций метаморфизма (рис. 9.3). По горизонтальной оси представлены значения температуры, по вертикальной – значения давления с глубиной.

На диаграмме представлена зеленосланцевая фация, роговики, амфиболитовая фация, фация голубых сланцев и экологитовая фация метаморфизма.

Для зон субдукции характерен особенный тип метаморфических пород.

1) Породы голубосланцевой фации метаморфизма (голубые сланцы, глаукофановые сланцы) – породы низких температур и высоких давлений. Эти породы образуются на стыке плит.

2) Амфиболитовая фация – фация умеренных давлений и высоких температур. Образуются в тылу зоны субдукции.

3) Эклогиты – порода, ассоциирующаяся исключительно с зонами субдукции (высокие давления и средние температуры). Образуются на погружающейся части плиты, на поверхность они попадают по субдукционному каналу путем отжимания пород наверх. Чаще всего встречаются в палеозонах субдукции.

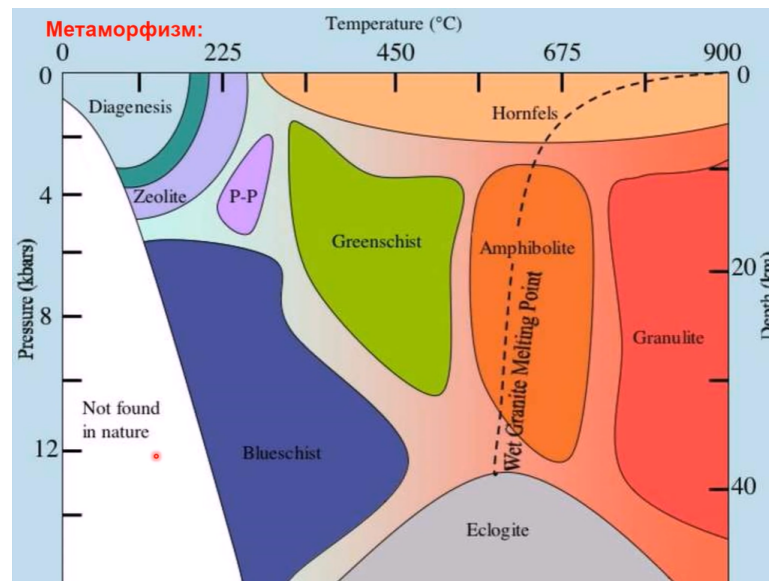


Рис. 9.3. Диаграмма фаций метаморфизма

Прекращение жизненного цикла зоны субдукции заключается в следующем. Если была островная дуга – она присоединяется к континенту, а затем в нее врзается континент, который был по другую сторону океана, начинается континентальная коллизия. В этот момент всеобщего сжатия фация голубых сланцев и амфиболитовая фация сближаются и образуются *парные метаморфические пояса* (рис. 9.4). Голубым изображены голубые сланцы, красным – амфиболиты. Находя в составе складчатых поясов на современных континентах парные метаморфические пояса, можно определить, в какую сторону происходила субдукция, поскольку фация голубых сланцев всегда находится со стороны океана (амфиболитовая – в тылу зоны субдукции).

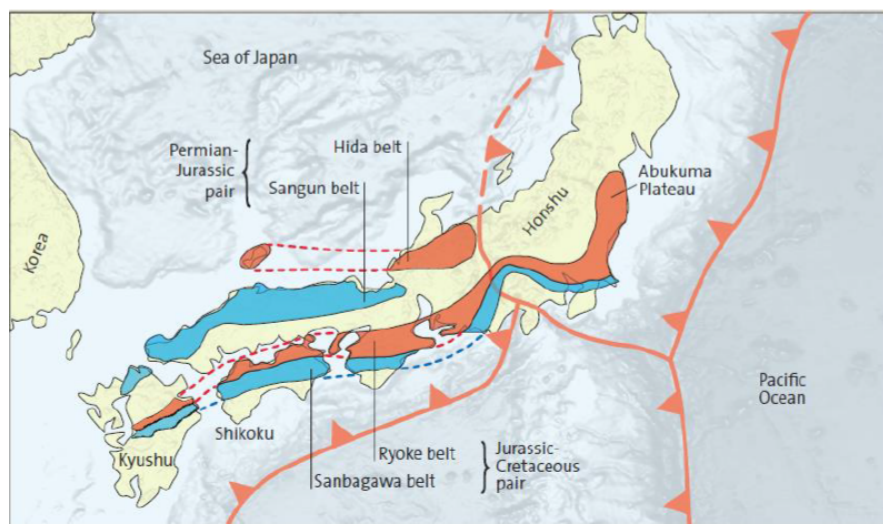


Рис. 9.4. Парные метаморфические пояса в геологическом строении Японии

Парные метаморфические пояса имеют важное палеодинамическое значение для реконструкции геодинамических обстановок прошлого.

9.3. Горообразование и тектоника плит

На карте (рис. 9.5) красным цветом изображены кратонные части материков (подстилаются раннепротерозойским фундаментом). Остальными цветами показан фундамент платформ, сложенный породами складчатых поясов фанерозоя (коричневый – герцинская складчатость, темно-синий – байкальская, зеленый – кемирийская, желтый – альпийская складчатость).

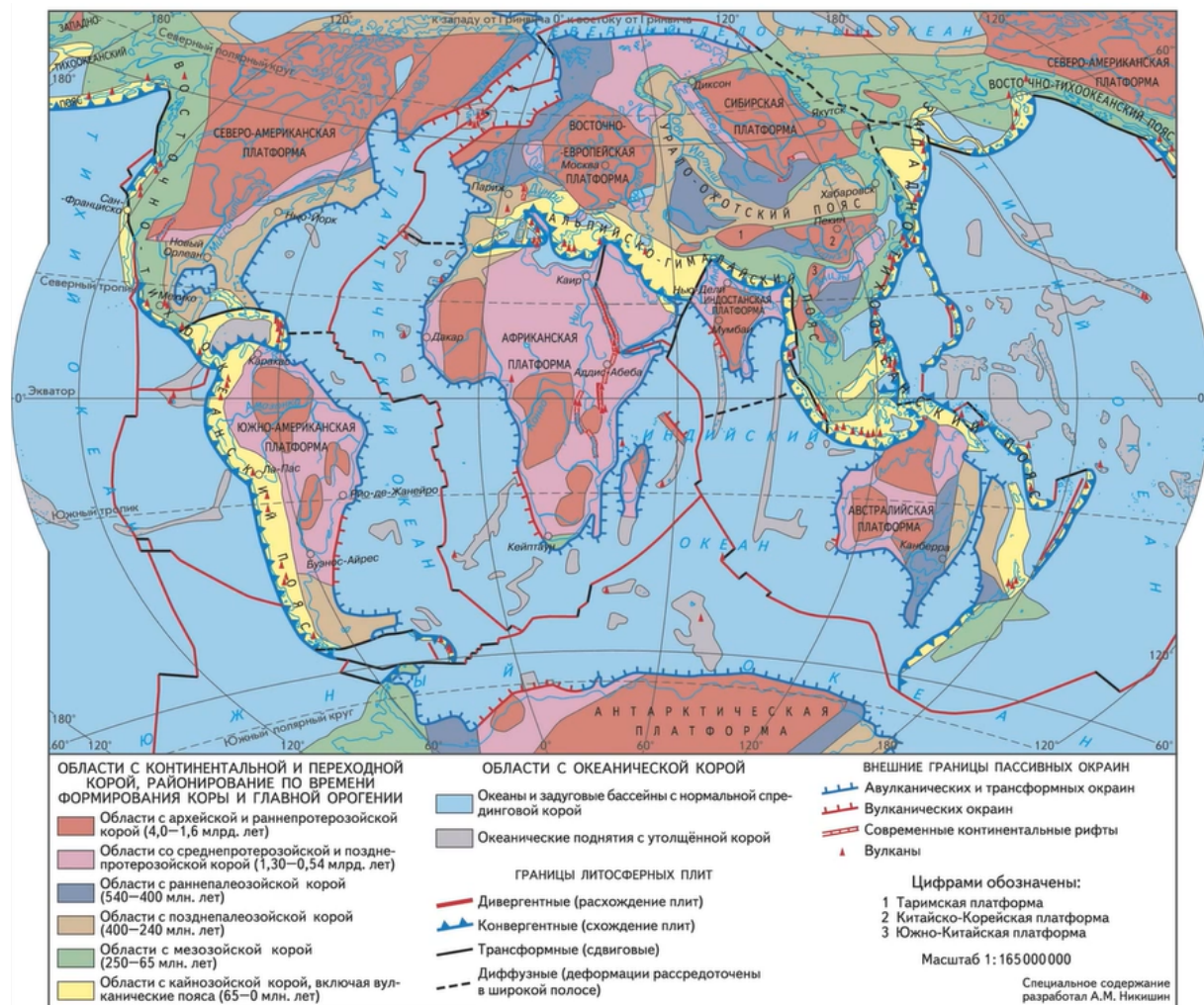


Рис. 9.5. Тектоническая карты

Складчатые пояса могут располагаться как внутри континентов, так и на их окраинах. Так, Кордильеры расположены на окраине континента, а Гималаи – посреди континента.

Окраинно-континентальные пояса

Ороген – складчатый пояс. Термин применяется к поясу, который уже превращен в плиту. Термин «складчатый пояс» применяется к поясу, который интенсивно растет в настоящий момент. В русскоязычной литературе эти понятия взаимозаменяемы.

Окраинно-континентальные пояса образуются в результате аккреции террейнов.

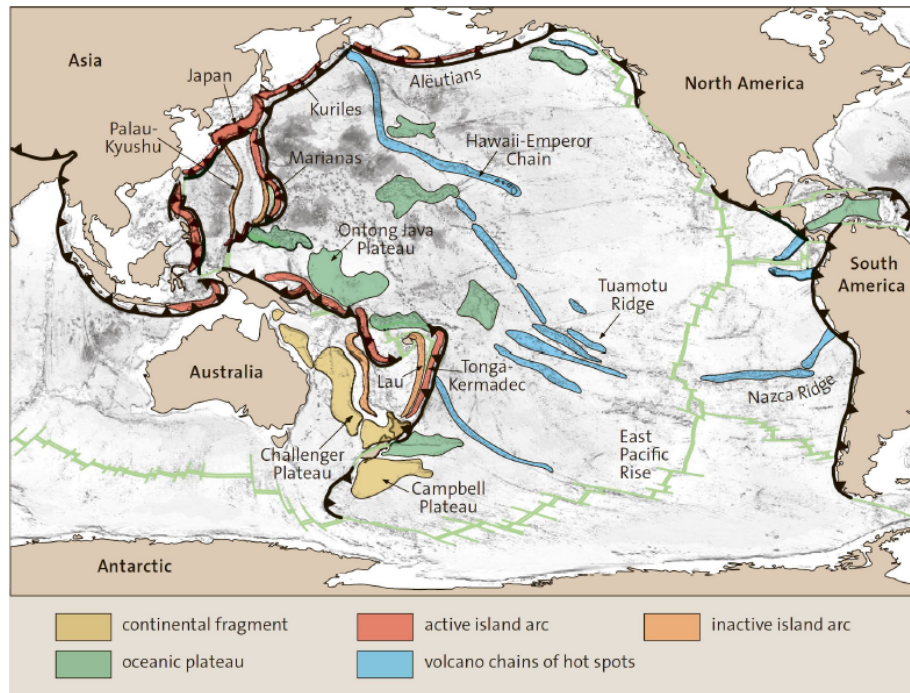


Рис. 9.6. Схема расположения террейнов

Рассмотрим Северо-Американские Кордильеры, расположенные на окраине Тихого океана (рис. 9.6). В эту область субдуцировала «половина» Тихого океана – Восточно-Тихоокеанское поднятие и часть Тихоокеанской плиты (которой в настоящее время уже не существует) субдуцировали под Северную Америку. На океанической литосфере существуют следующие неоднородности: подводные горы и хребты, подводные вулканы, подводные базальтовые плато, островные дуги, обломки микроконтинентов. Все эти неоднородности «подплывали» к окраине Северной Америки и пытались субдуцировать под нее, но, в итоге, причленились к активной континентальной окраине. За счет причленения неоднородностей дна океана к Северной Америке, за последние 300 млн лет она увеличилась приблизительно на 800 км. Данные неоднородности называются *террейнами*.

Террейн – ограниченное разломами геологическое тело региональной протяженности, характеризующееся собственными стратиграфическими, магматическими, метаморфическими и структурными особенностями, определяющими его географическую, тектоническую и геодинамическую историю, отличную от соседних геологических тел.

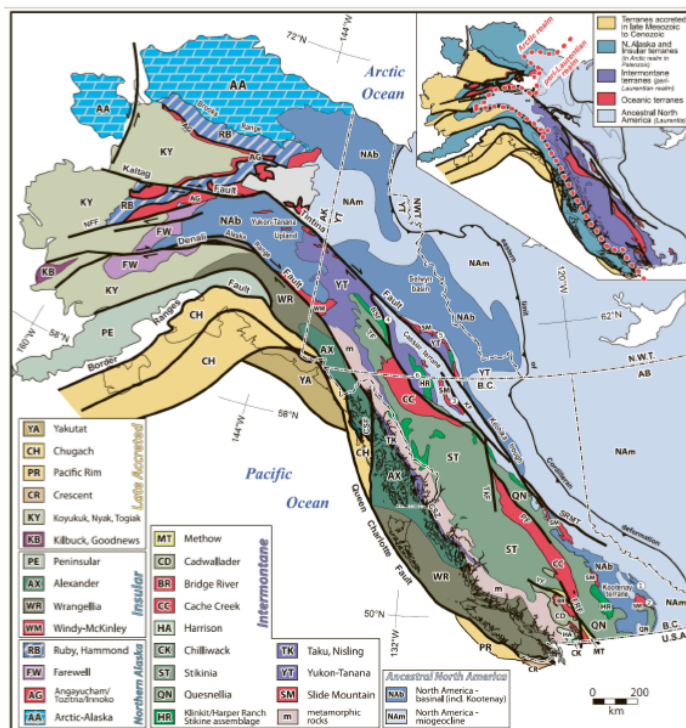
Особенностью террейнов является резкая сменяемость комплексов горных пород. На рис. 9.7. приведено сравнение зоны субдукции с конвейерной лентой, а предметов на ней – с неоднородностями дна океана, которые подтаскиваются к зоне субдукции, но не могут субдуцировать и, соответственно, причаливают к активной континентальной окраине.

В качестве террейнов могут выступать следующие структуры: островные дуги, микроконтиненты, базальтовые плато, гайоты и т.д.



Рис. 9.7. Аналог террейна

Рассмотрим строение террейнов на примере Кордильер (рис. 9.8). Граница, проходящая по центру карты, является границей кратона. Слева от нее располагаются те самые 800 км, которые нарастали за последние 300 млн лет. Различными цветами на карте обозначены отличающиеся террейны, линиями – глубинные разломы, разделяющие террейны. Каждый терреин имеет собственное название. В структуре Кордильер насчитывают сотни террейнов, многие крупные террейны состоят из более мелких.



Западная окраина С.Америки с карбона-перми – активная окраина. За 300 млн. лет она расширилась на 800 км за счёт аккреции террейнов. Дистанция перемещения некоторых из них оценивается до 5000 км.

Colpron et al., 2007

Рис. 9.8. Геологическое строение Кордильер

Террейны встречаются в Северной Америке, в Забайкалье, на Дальнем Востоке.

Аккреция – столкновение террейна (например, микроконтинента или базальтового плато) с активной континентальной окраиной.

Амальгамация – столкновение двух террейнов до их присоединения к активной континентальной окраине.

Внутриконтинентальные складчатые пояса

Образуются за счет коллизии.

Коллизия – процесс или геодинамическая обстановка на конвергентной границе плит; столкновение континентальных масс (рис. 9.9)

На рисунке (левый верхний угол) аккреция представлена наполнением энсиматической дуги на пассивную окраину: зона субдукции сталкивается с энсиматической островной дугой, энсиматическая островная дуга наползает на пассивную окраину, зона субдукции меняет свою ориентировку.

Дальнейшее развитие океана приводит к его закрытию, и происходит коллизия. Левый нижний угол - аккреция микроконтинента к активной континентальной окраине; правый верхний угол – развитие океана, процесс аккреции континентального блока, затем – коллизия (правый нижний угол).

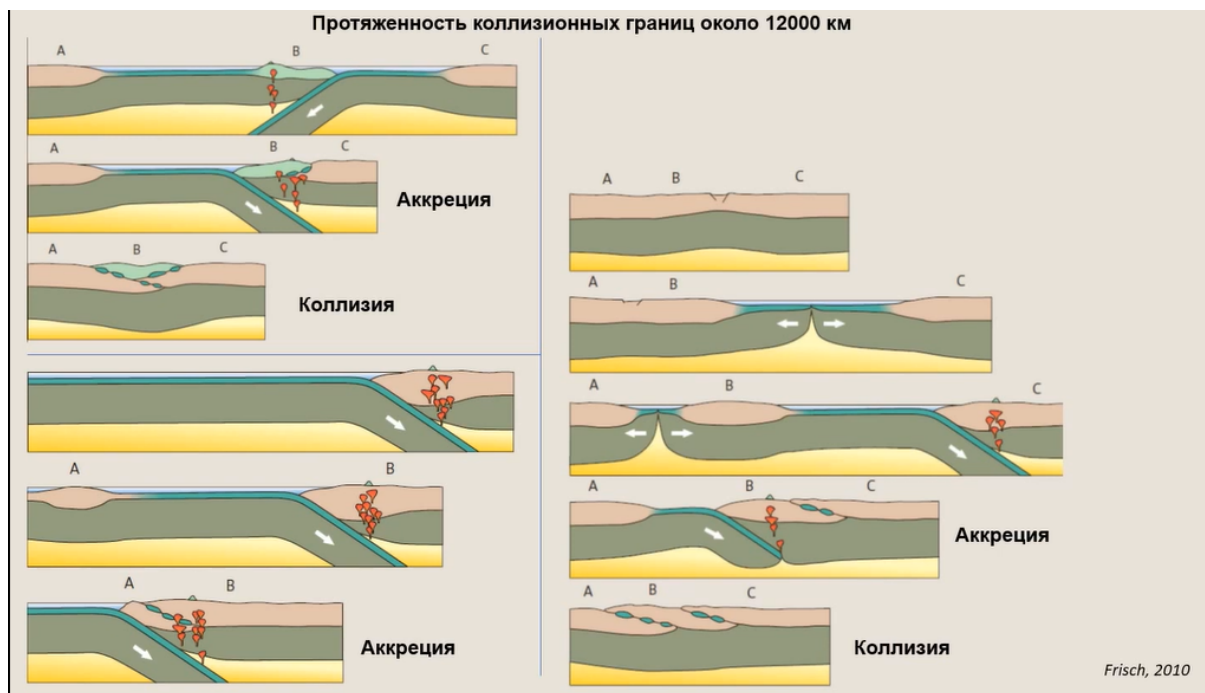


Рис. 9.9. Различия между аккрецией и коллизией

В качестве примера коллизии всегда приводят Гималаи (столкновение Индостанской плиты с Евразией) (рис. 9.10).

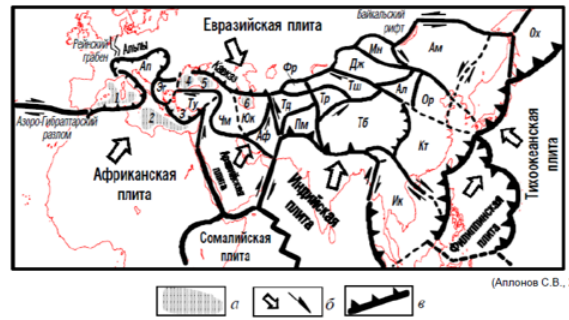
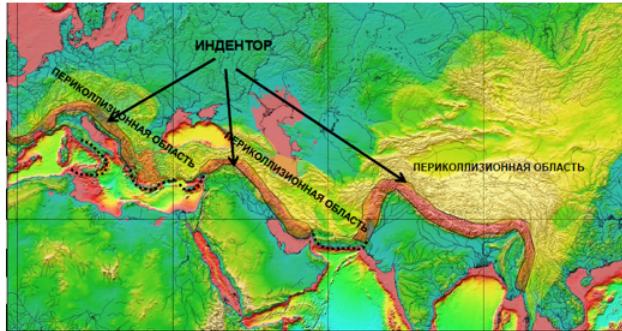


Рис. 4.2.2. Микроплиты Альпийско-Гималайского пояса.

Микроплиты: Ап – Апулийская, Ээ – Эгейская, Ту – Турецкая, Чм – Черноморская, Юк – Южно-Каспийская, Аф – Афганская, Тд – Таджикская, Фр – Ферганская, Пм – Памирская, Тр – Таримская, Тн – Тянь-Шаньская, Дж – Джунгарская, Мн – Монгольская, Ам – Амурская, Ох – Охотская, Ал – Алашаньская, Тб – Тибетская, Ор – Ордосская, Кт – Китайская, Ик – Индокитайская.

Рис. 9.10. Средиземноморско-Гималайский коллизионный пояс

На рисунке представлена Евразийская плита, в которую «втыкаются» плиты: (справа налево) Индо-Австралийская плита, Аравийская плита, Африканская плита. Мысы, которыми плиты врезаются друг в друга, называются инденторами. На протяженности складчатого пояса коллизия происходит неравномерно. В восточной части пояса (слева на карте) можно наблюдать закрытие океана Тетис, который ранее существовал на всей протяженности, пояса – его окраины сошлись, субдукция была направлена под Евразию. В тех областях, где Индостан врезается в Евразию, Тетис закрылся 40 млн лет назад. Скорость Индостана в то время оценивается в 15–20 см/год – это огромная скорость. В настоящее время Индостан продолжает двигаться в сторону Евразии со скоростью 5 см/год и вошел в ее тело больше, чем на 1000 км. Желто-зеленым на карте обозначена область Евразии, которая подвергается воздействию коллизии Индостана и Евразии.

Каждая из представленных микроплит испытывает такие движения, которые максимальным образом компенсируют давления инденторов.

Образование коллизионного складчатого пояса – заключительный этап образования любого океана. Весь жизненный путь океана описывается циклом Вильсона, и это его заключительная стадия.

Коллизия – столкновение двух континентов, происходит на месте зоны субдукции, когда к активной континентальной окраине подходит пассивная континентальная окраина (рис. 9.11). Поскольку континентальная кора плавучая и не может субдуцироваться, сначала пассивная окраина слегка затягивается в зону субдукции, но в какой-то момент субдукция останавливается, поскольку дальше затягивание пассивной окраины вслед за субдуцирующей слэбом невозможно. В таком случае слэб обычно отрывается, но к этому времени уже происходит сдваивание мощности коры (изображено под синими стрелками). Эта особенность характерна для всех коллизионных зон. При отрыве слэба происходит резкое вздымание всех складчатых зон. Коллизия имеет огромные масштабы.

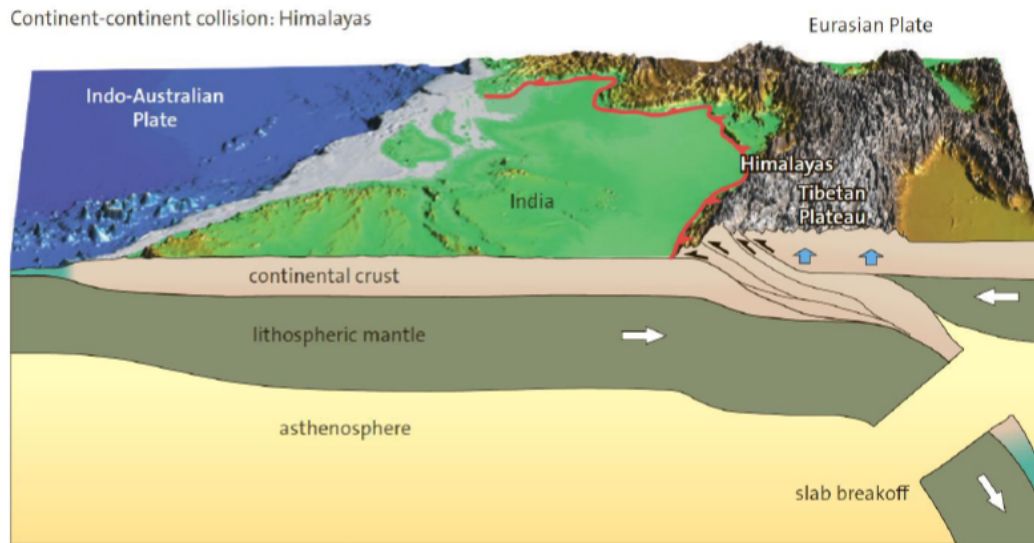


Рис. 9.11. Коллизия

Сейсмичность

Коллизия происходит неравномерно на всем протяжении коллизионного фронта: в одной части еще идет субдукция, в другой уже произошел отрыв слэба. В той части, где еще идет субдукция, будет существовать сейсмофокальная зона Беньофа.

Если слэб уже ушел в мантию, то остаются только коровые (поверхностные) землетрясения, они локализуются в интервале 0-50 км. Характерны для хрупкой (верхней) коры. Очень редко можно встретить землетрясения с глубиной 200 км, т.е. литосферные землетрясения. Большинство землетрясений в зрелых коллизионных системах располагается в интервале глубин до 50 км – мелкофокусные землетрясения.

Магматизм

Для коллизии характерен опосредованный вулканизм. Непосредственно в зонах коллизии активного вулканизма практически нет. Характерен глубинный магматизм – **гранитные батолиты**, глубинные магматические тела (визитная карточка зон коллизии) (рис. 9.12).

Красным на рисунке изображена сутурная зона. Раньше там находился океан Тетис, в настоящее время это глубинный разлом, разделяющий Евразийскую плиту и Индостан. Вдоль этой зоны со стороны Евразии располагается большой гранитный батолит – его размеры достигают сотен километров (красные пятна).

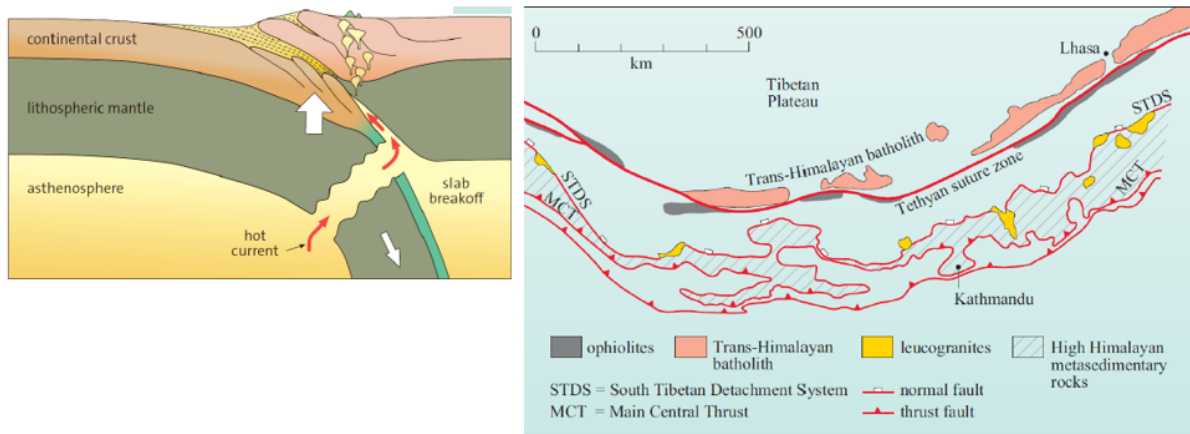


Рис. 9.12. Гранитные батолиты

Гранитные батолиты образуются по следующему механизму. Когда происходит удвоение мощности континентальной коры (рис 9.12, снизу), она начинает выступать в роли экрана. Континентальная кора – хороший источник тепла, поскольку в ней находится много радиоактивных элементов. Таким образом, появляется возможность подплавления коры. Смесь кислой континентальной коры, флюида, который пришел с осадками и сами осадки, которые когда-то сносились с континента, определяет условия для переплавления осадков и гранитов, и выплавления из них гранитных батолитов. Этот процесс носит название **анатексиса** – выплавление гранитов *in situ*, т.е. получающаяся кашеобразная масса не может перемещаться и застывает в том же месте, где образовалась. Гранитные батолиты сложены кислыми и средними переплавленными породами коры, и теми осадками, которые могли туда привлечься

Рост гор во многом определяется *изостазией*.

Изостазия – гидростатически равновесное состояние земной коры. Обычно, реализуется по двум моделям – модели Эри и модели Пратта (рис. 9.13).

В модели Пратта предполагается, что литосфера состоит из блоков. Каждый блок имеет собственную плотность. Варьируя высоту блоков, можно достичь полного их выравнивания на поверхности изостатического выравнивания в астеносфере. Сверху на поверхности расположены горы.

Модель Эри предполагает, что литосфера состоит из блоков одной плотности, но разной высоты. В этом случае у любых гор на поверхности Земли должны быть корни. В настоящее время геофизические данные свидетельствуют о том, что у гор действительно есть корни (антиподы). Но очевидно, что ни одна складчатая система не состоит из блоков одинаковой плотности. Поэтому в действительности реализуется среднее между двумя моделями.

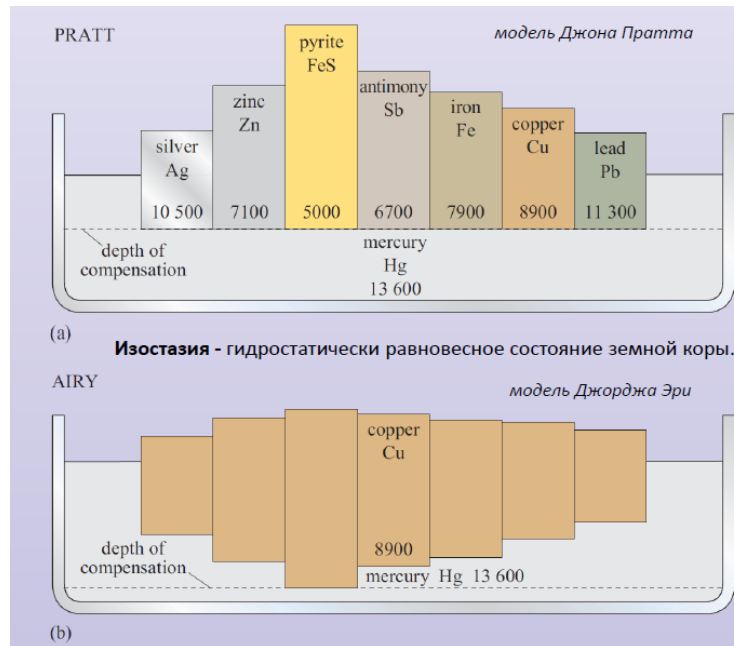


Рис. 9.13. Модели Джона Пратта и Джорджа Эри

Цикл Вильсона – это цикл развития океана от его начала до конца (не путать цикл Вильсона с суперконтинентальным циклом).

От зарождения океана до континентальной коллизии цикл Вильсона выделяет в себе 6 стадий (рис. 9.14), продолжительность цикла составляет 300-400 млн лет.

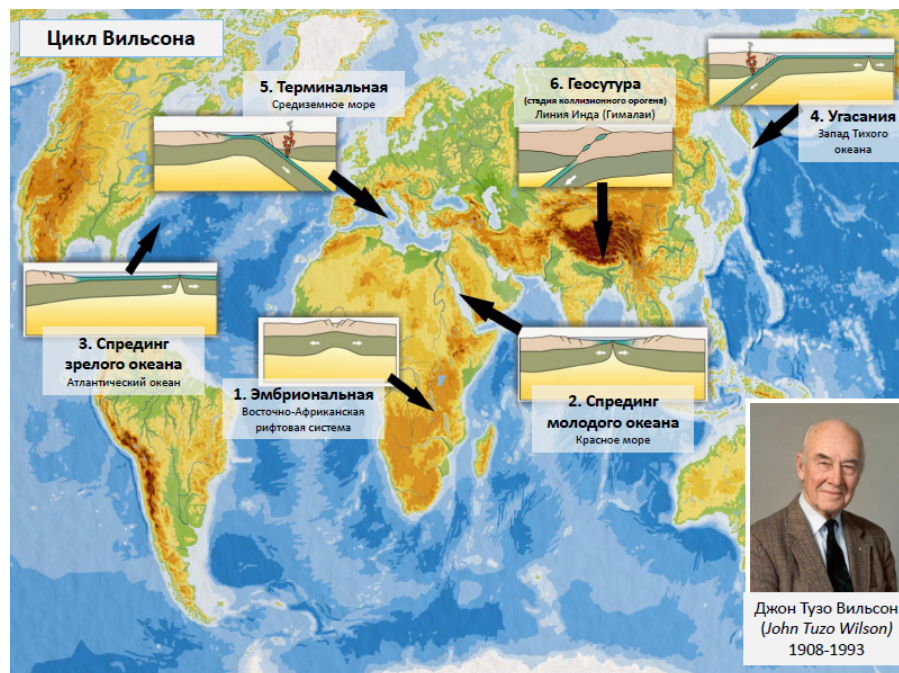


Рис. 9.14. Цикл Вильсона

1. Эмбриональная стадия – континентальный ортогенез, который, при благоприятных условиях, может перерасти в раскрытие океанического бассейна. При таком раскладе океан переходит ко второй стадии.

2. Спрединг молодого океана

3. Спрединг зрелого океана – отличие от молодого океана в том, что в молодом океане кора тонкая, а при спрединге зрелого океана, проходящего на пассивных окраинах океана, возраст коры достигает предельного (100-140 млн лет).

4. Стадия угасания – закладываются зоны субдукции.

5. Терминальная стадия – субдукция заканчивается и начинается коллизия.

6. Геосутура – континентальная коллизия.

Все океаны на Земле либо прошли цикл Вильсона, либо в настоящее время находятся на определенной его стадии. Для каждой стадии характерны свой магматизм, свое осадконакопление, тектонические напряжения.

Лекция 10. Геодинамическая обстановка «Обдукция».

10.1. Обдукция

Обдукция – уникальный геодинамический процесс, который сейчас на Земле нигде не происходит, но происходил относительно недавно. Известно, что более тяжелая океаническая литосфера в зонах субдукции тонет под более молодую океаническую литосферу или под более плавучую континентальную атмосферу. В ряде случаев возможно такое совмещение обстановок, что океанская литосфера надвигается на континентальную литосферу. Этот процесс называется обдукцией. Т.е. Обдукция – это надвигание океанской коры и литосферы на континент.

В результате этого процесса наблюдается в обнажении полный разрез океанической коры и верхней части литосферы. В обычных обстановках, чтобы это сделать необходимо создать спускаемый аппарат, опустить его на морские глубины, например, в спрединговый хребет. В случае обдукции, можно обнаружить такое место на поверхности Земли и изучить разрез океанической коры и литосферы. Такие фрагменты океанической коры, надвинутые на континент, называются офиолитами.

Офиолиты были открыты примерно в середине 19 века и эта характерная ассоциация горных пород, которая слагает океанскую кору тогда называлась Триада Штеймана. Известный немецкий геолог Гюстав Штейман во второй половине 19 века наблюдал офиолитовую ассоциацию в Альпах, на Урале. В эту ассоциацию горных пород входят:

1. Серпентинезированные перидотиты.
2. Диабазы и базальты.
3. Глубоководные осадки, чаще всего радиоляриты.

Эти горные породы по своему виду являются разрезом океанской коры. Серпентинизированные перидотиты – верхи мантии, литосферная часть мантии; диабазы и базальты – это второй и третий слои коры, и радиоляриты – это первый, осадочный слой. Офиолиты образуются в том числе в процессе обдукции.

Три возможных механизма образования офиолитов.

1. Зона коллизии.

Самый простой вариант – это коллизия – столкновение двух крупных континентальных масс, между которыми был океан. Т.е. частично кора может быть надвинута на континент в зоне коллизии.

Существует такая геодинамическая обстановка, когда спрединговый хребет подходит к зоне субдукции и в нее субдуцирует.

2. Столкновение спредингового хребта с активной континентальной окраиной (рис. 10.1)

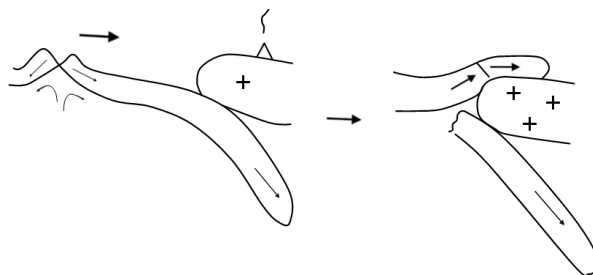


Рис.10.1. Столкновение спредингового хребта с активной континентальной окраиной

Если кинематика плит такова, что спрединг происходит медленнее, чем субдукция, в этом случае спрединговый хребет будет двигаться к зоне субдукции и в конце окажется в нее затянут. Тогда субдуцирующая плита уйдет под висящее крыло зоны субдукции, а плита, показанная слева, только образуется и будет плавучей, легкой, горячей и может быть надвинута на край континента.

В современном мире такая обстановка есть в США, а также в Чили (Чилийско-перуанская зона субдукции (желоб)). В южной Америке вблизи полуострова Тайтао Чилийский хребет подходит к Чилийско-Перуанской зоне субдукции и субдуцирует в нее.

На более крупномасштабном снимке видно, что Чилийский хребет разбит трансформными разломами. Хребет субдуцировал под окраину континента. Тихоокеанская плита своим краем напозла на край континента (полуостров Тайтао) на 15 км. В этом месте можно наблюдать разрез океанической коры в обнажении.

3. Столкновение пассивной континентальной окраины с энсиматической дугой.

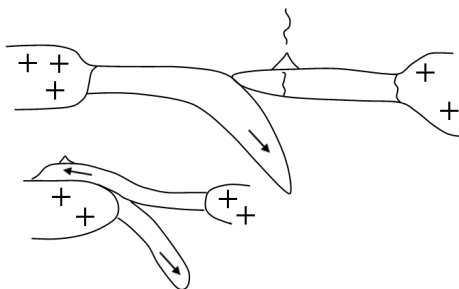


Рис. 10.2. Столкновение пассивной континентальной окраины с энсиматической дугой.

Происходит субдукция, энсиматическая островная дуга, т.е. островная дуга, расположенная на океанической литосфере, вследствие закрытия океана, может надвинуться на пассивную континентальную окраину.

Во втором и третьем случае строение офиолитов будет разное, поскольку они представляют разные геодинамические обстановки, разные части океана.

Самые известные в мире офиолиты – Семаилские офиолиты (Оманские офиолиты) находятся в Омане (рис. 10.3).



10.3. Семаилские офиолиты

На карте (рис.10.4) видно черную полосу, которая и представляет собой Семаилские офиолиты. Мощность этой пластины (мощность разреза океанской коры) достигает 8 км. Амплитуда надвигания составляет около 200 км. Это место уникальное, но труднодоступное, куда ездят в составе больших геологических конференций и экскурсий.

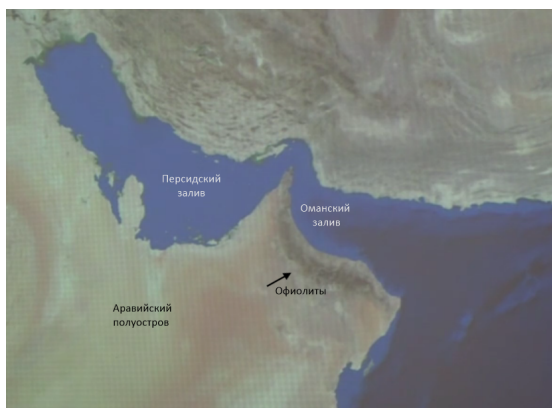


Рис. 10.4. Аравийский полуостров

10.2. Механизм образования офиолитов

В оманском заливе субдуцирует океанская кора Тетиса. В прошлом в океане Тетис заложилась энсиматическая островная дуга за счет того, что произошел срыв в океанской пластине. Энсиматическая островная дуга развивалась, пока не подошла к пассивной континентальной окраине и не была надвинута на нее. Но произошло это около 80 млн лет назад. Через 2 млн лет в результате коллизии это превратится в коллизионный шов (сутур).

Более доступными для изучения являются офиолиты, расположенные на Кипре (рис.10.5). По масштабности они уступают Семаилским офиолитам.

Остров Кипр располагается в Восточном Средиземноморье. На геологической карте наблюдается купольная структура в центре. Это похоже на концентрический зональный массив.

На Кипре есть горный массив – Троодос, пересекая который можно наблюдать разрез офиолитовой пластины сверху вниз. В самом низу будут глубоководные осадки, потом подушечные лавы, комплекс параллельных даек, габбро и позже мантийные перидотиты на самой вершине. Как известно, серпентинизированные перидотиты пластичные. За счет этого свойства мантийный материал всплыл как соляной купол и приподнял пластину.

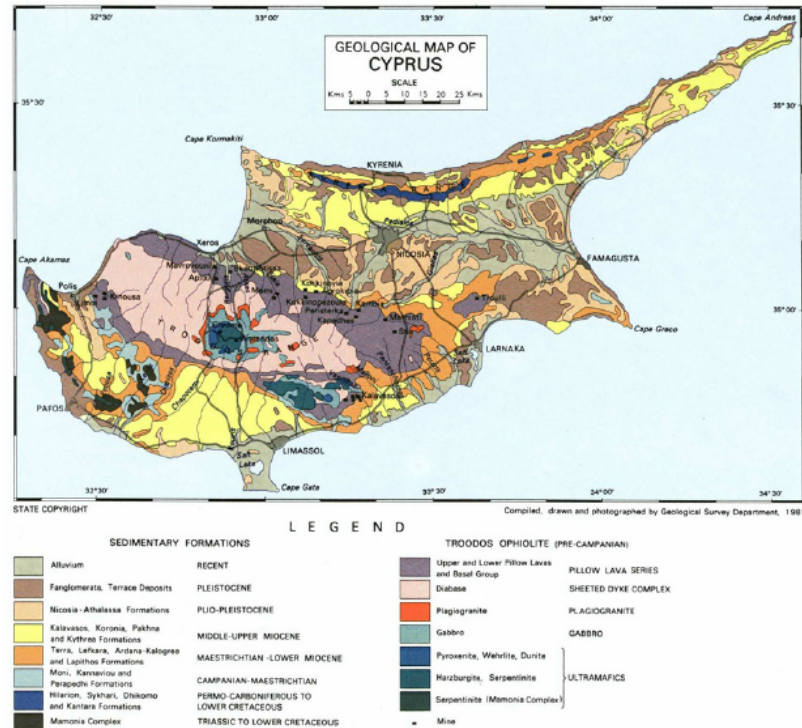


Рис. 10.5. Кипр

Кипрские офиолиты представляют собой вначале осадочные породы - глубоководные, слегка метаморфизованные кремнистые осадки. В слое 2А - комплекс базальтов в виде подушечных лав. Величина подушек позволяет говорить о глубоководности бассейна и о вязкости лавы, мощностью 300-400 м. Далее комплекс параллельных даек, слагающие слой 2В океанской коры, мощностью от 1 метра до первых сантиметров. Дайковый комплекс немного наклонен из-за того, что серпентинизированные перидотиты всплыли и наклонили эту пластину. Выше находятся плагиограниты. При выплавке базальтовой магмы из перидотита мантии, которая происходит в срединговом хребте возможна дифференциация магмы вплоть до кислого состава. Плагиограниты светлые на фоне темноцветных габбро. Вершина горного массива Троодос сложена коричневыми горными породами. Коричневый цвет – цвет выветривания ультраосновных пород. Вершина – это ядро массива, представленное серпентинизированными перидотитами верхов мантии. Здесь находятся хромитовые месторождения.

Лекция 11. Внутриплитный магматизм

Внутриплитный магматизм не укладывался в рамки тектоники литосферных плит в том виде, в котором она существовала после ее возникновения в конце 60х годов 20-го века.

Когда было обнаружено, что большой объем магматических расплавов изливается внутри плит, этому потребовалось объяснение, поскольку ранее считалось, активный магматизм, активная тектоника, сейсмичность характерны исключительно для границ плит. Было введено такое понятие, как *тектоника мантийных плюмов*.

Обратимся к рис. 1.5 (Лекция 1). На нем представлены температура в недрах Земли, плотность Земли и кривые скоростей сейсмических продольных волн по мере их распространения в глубь Земли.

Особое внимание стоит уделить слою, подошва которого находится на глубине 2900 км. Этот слой называется *слой D''*. Он играет очень важную роль в глобальной геодинамике Земли.

11.1. Слой D''

В этом слое резко падают скорости продольных волн. В его подошве перестают распространяться поперечные сейсмические волны, которые затем появляются только во внутреннем ядре.

Также, что особенно важно, в слое D'' происходит резкий скачок температуры, оцениваемый приблизительно в 1000 °С. При этом мощность данного слоя оценивается в 200-300 км.

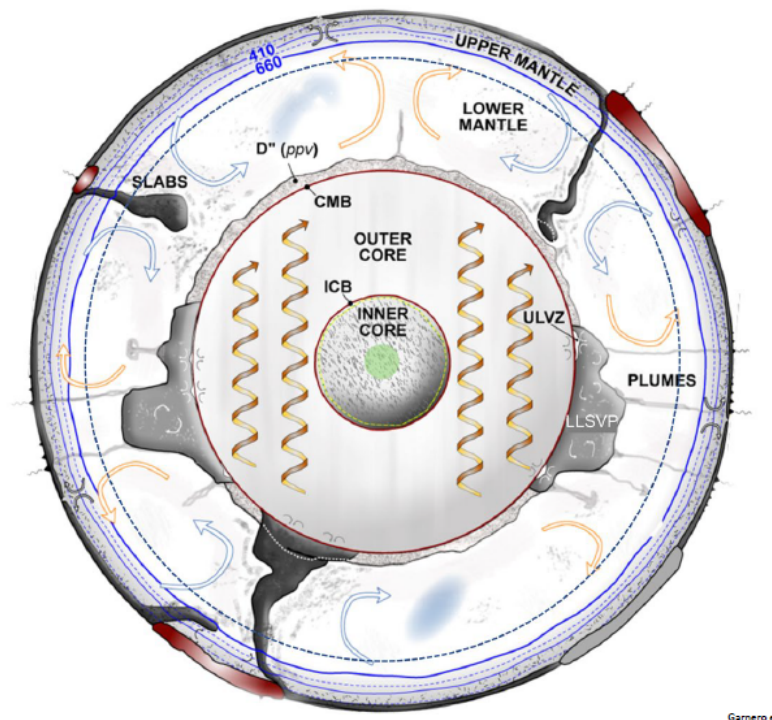


Рис. 11.1. Вертикальный срез Земли

На рис. 11.1 представлен вид Земли в вертикальном разрезе. Здесь очень хорошо показан слой D". В отличие от многих других границ на Земле, он имеет переменную мощность: глубина его подошвы фиксирована на отметке 2900 км, глубина залегания кровли переменчива.

В строении слоя D" выделяются интересные особенности, которые заключаются в том, что в двух областях нижней мантии он имеет утолщение мощностью до 600 км. Поперечный размер утолщений – первые тысячи километров. Они называются областями *плотностных неоднородностей в низах мантии*.

Для данных областей часто используется аббревиатура LLSVP (Low Large Shear Velocity Provinces) – *области пониженных скоростей поперечных сейсмических волн*.

В действительности, поперечные волны в таких областях замедляются очень слабо, приблизительно на 1-3 % от нормальной для низов мантии скорости. Именно поэтому очень долго эти области сейсмическими методами установить не удавалось. Открытие произошло не так давно, около 30 лет назад, с использованием метода сейсмической томографии.

Если скорость поперечных волн замедляется, это означает, что вещество имеет меньшую плотность или большую температуру. Природа областей LLSVP связывается с их повышенной температурой и/или с их отличным от нижней мантии химическим составом.

Вещество слоя D" предполагает собой остатки субдуцировавших слэбов (рис. 11.1). Слэбы, прорывающиеся сквозь границу раздела верхняя-нижняя мантия через слой Голицына, погружаются вплоть до границы ядро-мантия и входят в состав слоя D".

Из этого вещества выделяется железо, входящее в состав ядра, из ядра выносятся легкие элементы и попадают в слой D", вещество слоя D" прогревается, и от крупных неоднородностей в низах мантии отделяются мантийные плюмы.

11.2. Тектоника мантийных плюмов

Конвекция в нижней и в верхней мантии, как предполагается, происходит раздельно – *двухъярусная конвекция*.

Конвекция – это способ отвода тепла от ядра. Мантийные плюмы являются эффективным способом отвода тепла от ядра.

Если конвекция не справляется со своей теплоотводной функцией, ядро начинает перегреваться, как следствие, слой D" тоже перегревается. Это способствует тому, что более плотный материал, из которого сложен слой, разогревается настолько, что способен отделиться и уйти вверх в виде плюма.

Скорость подъема мантийных плюмов оценивается до первых метров в год максимум. Стоит уточнить, что мантийные плюмы не являются расплавом – в мантии расплава нет в силу слишком высоких давлений.

Толщина каналов плюма в мантии оценивается в 100-200 км, диаметр шляпки под литосферой или на границе верхней-нижней мантии может достигать тысяч километров.

Плюмы могут доходить до подошвы верхней мантии и растекаться под ней. Для маломощных плюмов эта граница может оказаться преградой, мощные плюмы могут проходить, согласно существующим моделям, через всю мантию и напрямую взаимодействовать с литосферой.

Взаимодействие плюма с литосферой инициирует проявление внутриплитного магматизма.

Мантийный плюм – узкая «струя» вещества, поднимающаяся в твёрдом состоянии в мантии. Отличается от окружающей мантии повышенной температурой, пониженными плотностью и вязкостью и, в ряде случаев, геохимической характеристикой.

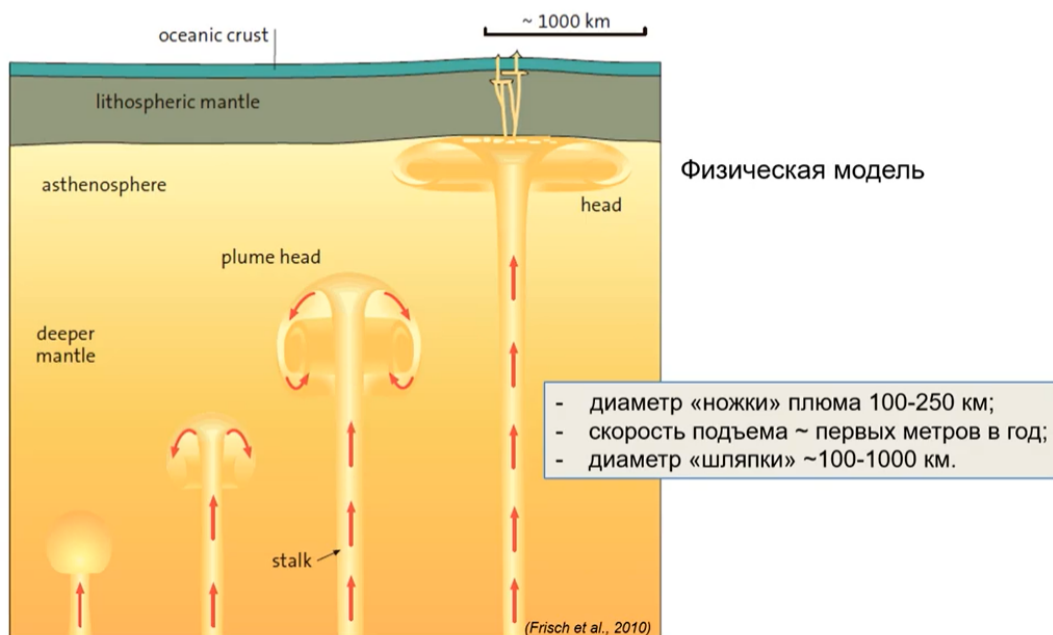


Рис. 11.2. Физическое моделирование всплывания плюма на сахарном сиропе

На рис. 11.2 представлено взаимодействие плюма с литосферой. Плюм подходит под литосферу, прогревает ее, поднимая подошву литосферы, что сопровождается утонением литосферы, и вызывает частичное плавление вещества как астеносферы, так и литосферы. В результате получают расплавы, проникающие через литосферу и кору к поверхности Земли и изливающиеся в виде вулканов. Эти вулканы обычно называют горячими точками.

11.3. Проявление внутриплитного магматизма

Проявление внутриплитного магматизма можно разделить на два больших класса: *магматизм горячих точек* и *магматизм крупных магматических провинций*.

Горячие точки – это места на поверхности Земли, где проявляется активный магматизм.

Происхождение большинства горячих точек ассоциируется с восхождением мантийных ниже- и верхнемантийных плюмов.

Всего активно действующих в настоящий момент горячих точек насчитывается около 50 штук. Лишь половина из них уверенно или более-менее уверенно связывается с мантийными плюмами.

Классические горячие точки: Исландская, Гавайская. На их примерах объясняется внутриплитный магматизм.

Ниже приведена карта размещения горячих точек в прошлом (рис. 11.3).

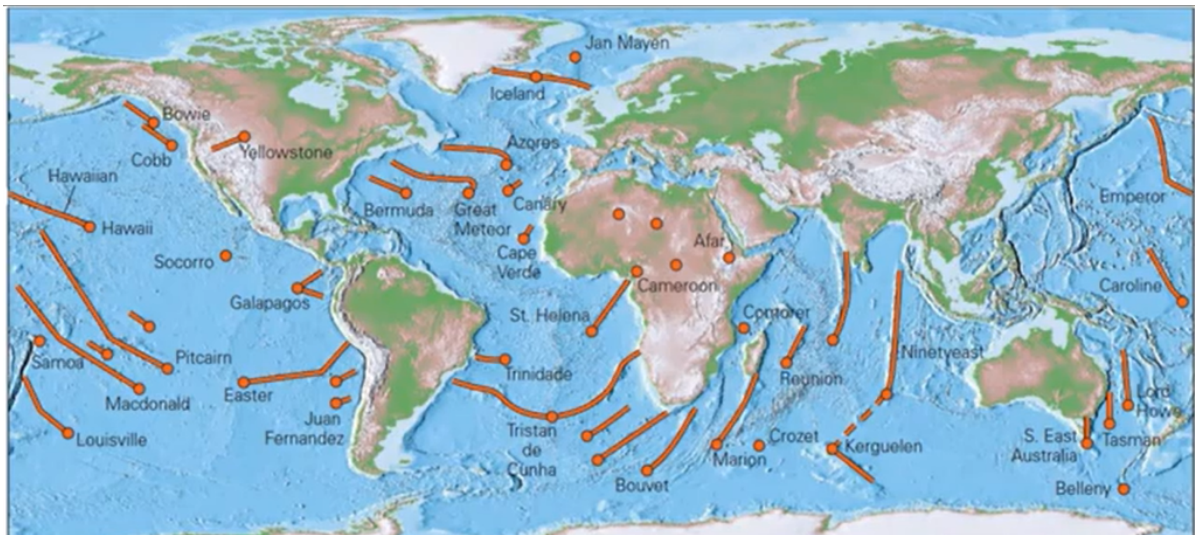


Рис. 11.3. Магматизм горячих точек в прошлом

В прошлом деятельность горячих точек может быть прослежена на десятки миллионов лет. Гавайский Императорский хребет иллюстрирует собой деятельность Гавайской горячей точки за последние 85 млн лет.

Изучая следы движения плит над горячими точками, а, точнее, те плюмы, из которых они появились (неподвижные относительно мантии), можно реконструировать движение плит в прошлом в абсолютной системе координат.

Две крупные плотностные неоднородности в низах мантии – Африканская и Тихоокеанская, - существуют, как минимум, 500 млн лет (рис. 11.4). Данный рисунок иллюстрирует тот факт, что положение горячих точек, которые обязаны своим происхождением мантийным плюмам (а мантийные плюмы обязаны своим происхождением восхождению от неоднородностей в низах мантии), положение горячих точек за последние 300 млн лет укладывается в пределы этих двух плотностных неоднородностей. Это говорит о том, что данные плотностные неоднородности 300 млн лет назад располагались приблизительно на тех же территориях и имели такую же конфигурацию, как и в настоящее время.

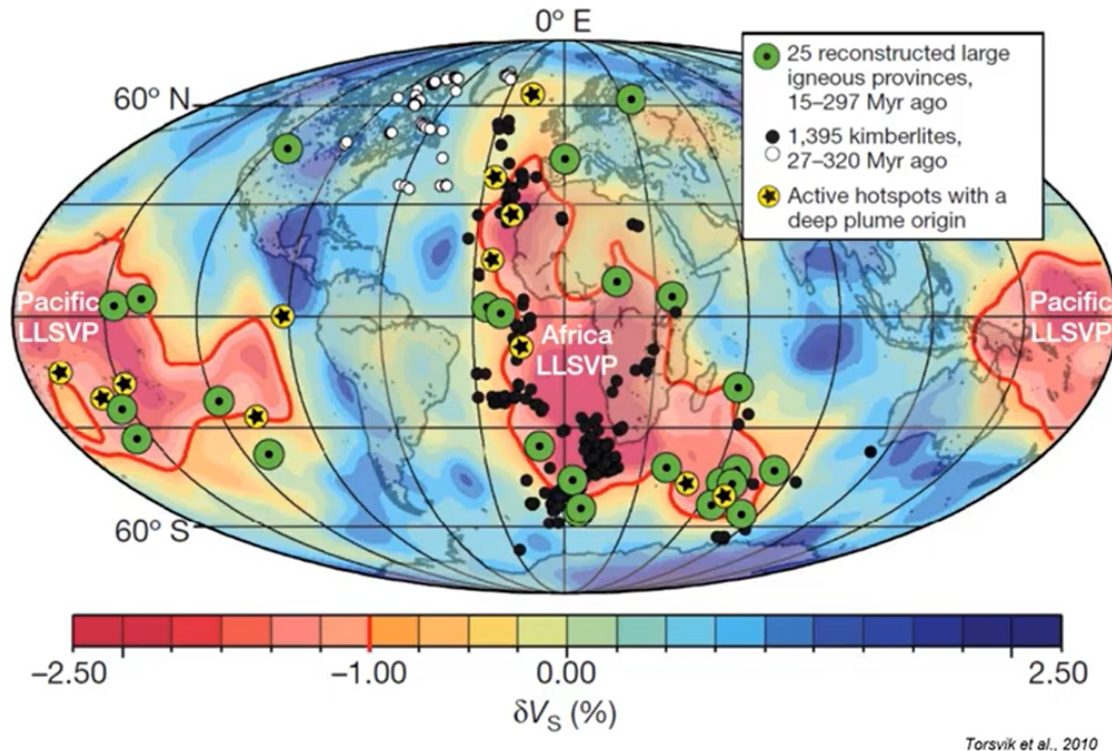


Рис. 11.4. Крупные неоднородности в низах мантии

Как уже было сказано, внутриплитный магматизм заключается в *плюм-литосферном взаимодействии*. Поскольку литосфера бывает двух типов – океаническая и континентальная, - очевидно и проявления внутриплитной активности в океане и на континенте будут разные.

Проявление внутриплитной активности в океане

В строении дна Тихого океана (Тихоокеанская плита) хорошо выделяются хребты, сложенные последовательностью подводных вулканов, и подводные плато – все это проявление внутриплитного магматизма.

На Гавайях над поверхностью Земли возвышается 9 островов. Они возвышаются над водой за счет того, что существует активный вулканизм, который наращивает вулканическую постройку. Также под островом существует мантийный плюм, который прогревает литосферу, и та всплывает за счет того, что она более прогретая и более плавучая. Остальные острова превратились в атоллы либо ушли под воду.

Плита смещается, плюм статичен, подводный вулкан съезжает с плюма. Литосфера начинает остывать, магматизм прекращается, вулканическая постройка больше не наращивается.

На Гавайских островах происходит современный вулканизм. Около 40 млн лет назад произошло изменение кинематики литосферных плит (его связывают с коллизией Индостана и Евразии). Образовался Императорский хребет, который прослеживается до 85 млн лет назад.

Гавайи располагаются ровно по середине Тихоокеанской плиты – это классический пример внутриплитного магматизма на океанской литосфере.

Еще один интересный пример – Исландия. Горячая точка в Исландии расположена на границе плит – Северо-Американской и Евразийской.

Горячая точка воздействует на океанскую литосферу, но это более длительное воздействие, чем на Гавайях.

Плиты движутся очень медленно, горячая точка стабильна. Таким образом, базальты изливаются в одном и том же месте на протяжении примерно 40 млн лет. В этом случае на океанском дне образуется утолщение (рис. 11.5). Это называется *субокеанская кора*. По составу она схожа с океанской, но базальтовый слой увеличен до мощности около 20 км. За счет этого Исландия приподнята над поверхностью океана.

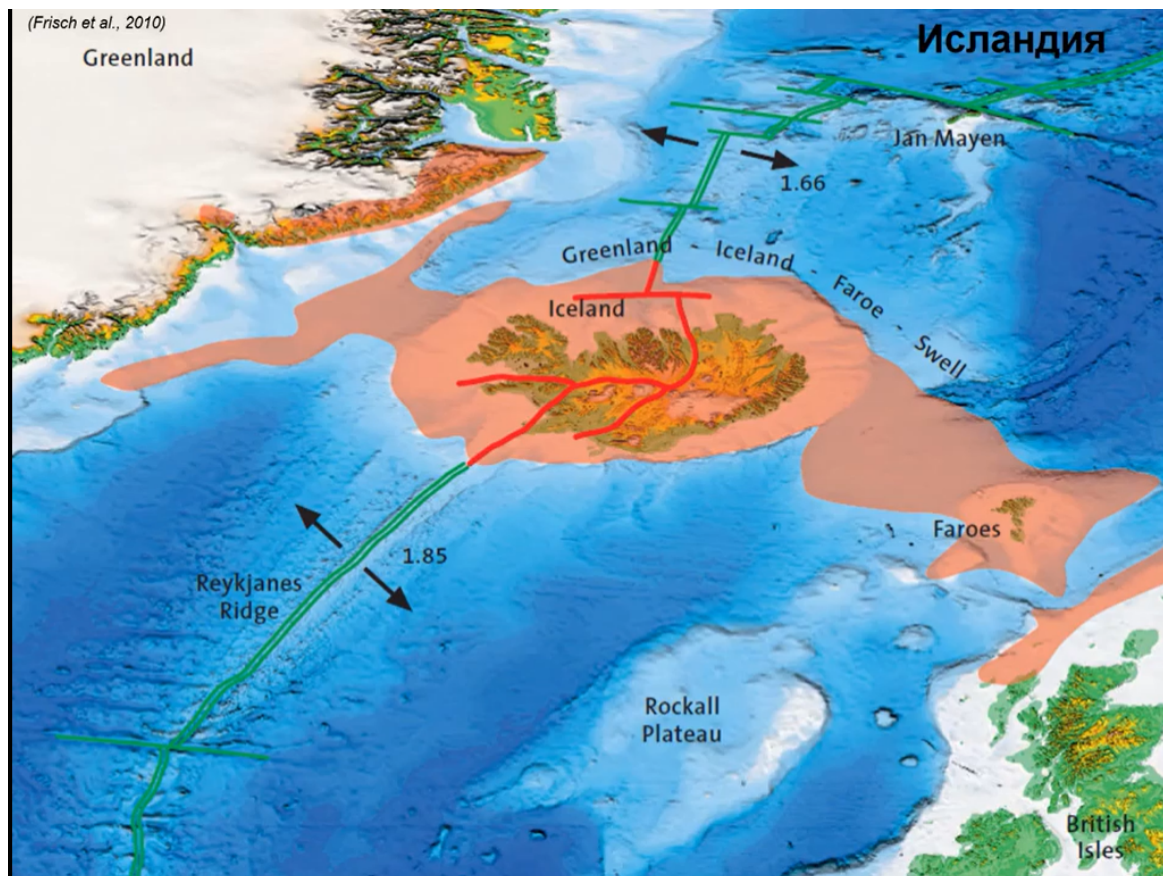


Рис. 11.5. Проявление внутриплитной активности в Исландии

Проявление внутриплитной активности на континенте

Если плюм подходит под относительно быстро движущуюся континентальную плиту, процессы внутриплитного магматизма будут отличаться. Пример Йеллоустоунской горячей точки (рис. 11.6), которая подходит под Северо-Американскую плиту, иллюстрирует процесс плюм-литосферное взаимодействие с континентальной корой.

Сперва изливается большое количество платобазальтов – образуется базальтовое плато. Затем движение плиты над горячей точкой маркируется крупными кальдерами. Проследить движение и измерить скорость можно, изучая кальдеры.

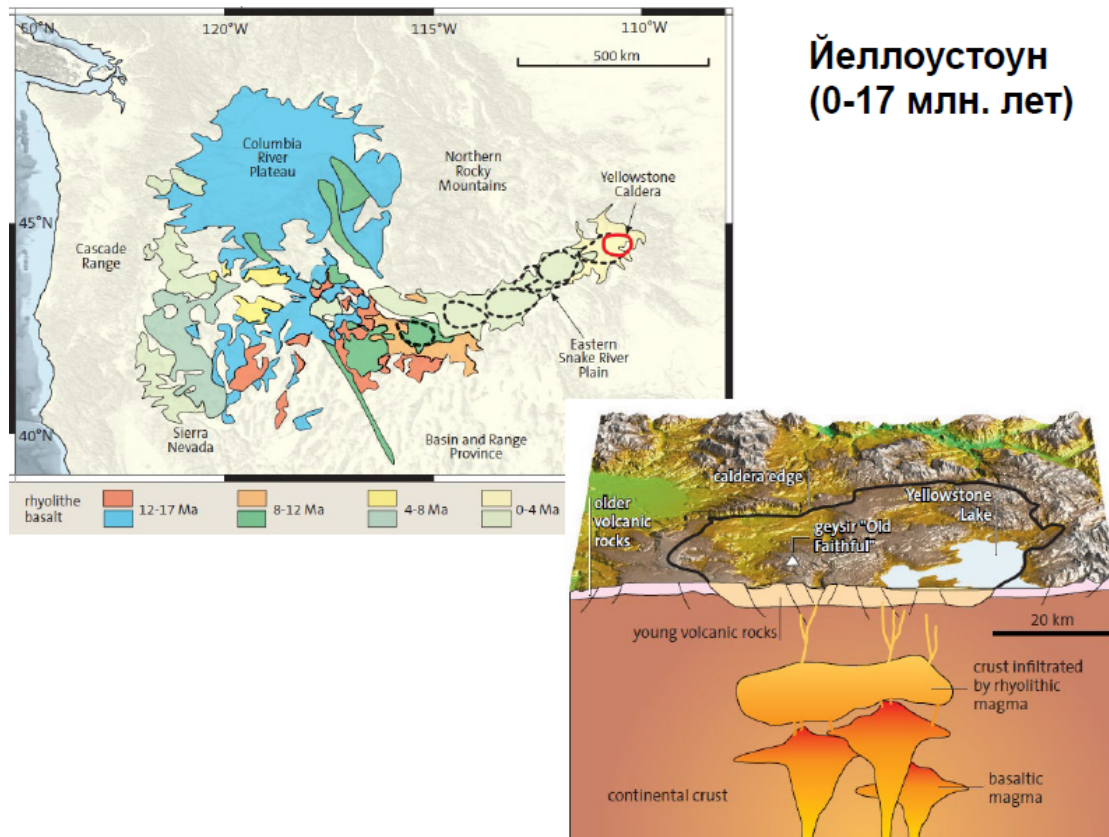


Рис. 11.6. Йеллоустоунская горячая точка

11.4. Крупные магматические провинции (Large Igneous Provinces LIPs) как яркие проявления внутриплитного магматизма

Крупные магматические провинции расположены на континентах и, тем самым, очень удобны для изучения. В их пределах располагаются гигантские месторождения полезных ископаемых. Их происхождение и строение – один из актуальных вопросов современной геологии и геодинамики.

Крупные магматические провинции могут быть *континентальными и океаническими* (рис. 11.7).

Океанические провинции еще менее доступны для изучения, чем проявление внутриплитного магматизма в виде горячих точек. Для отбора образцов необходимо производить глубоководное бурение.

Главные признаки крупных магматических провинций

- Внутриплитное положение – не всегда. Иногда провинции находятся вблизи границ плит

- Продолжительность основной фазы формирования оценивается в первые миллионы лет – очень быстрое формирование
- Площадь больше Португалии
- Объем не менее 500 тыс. км³

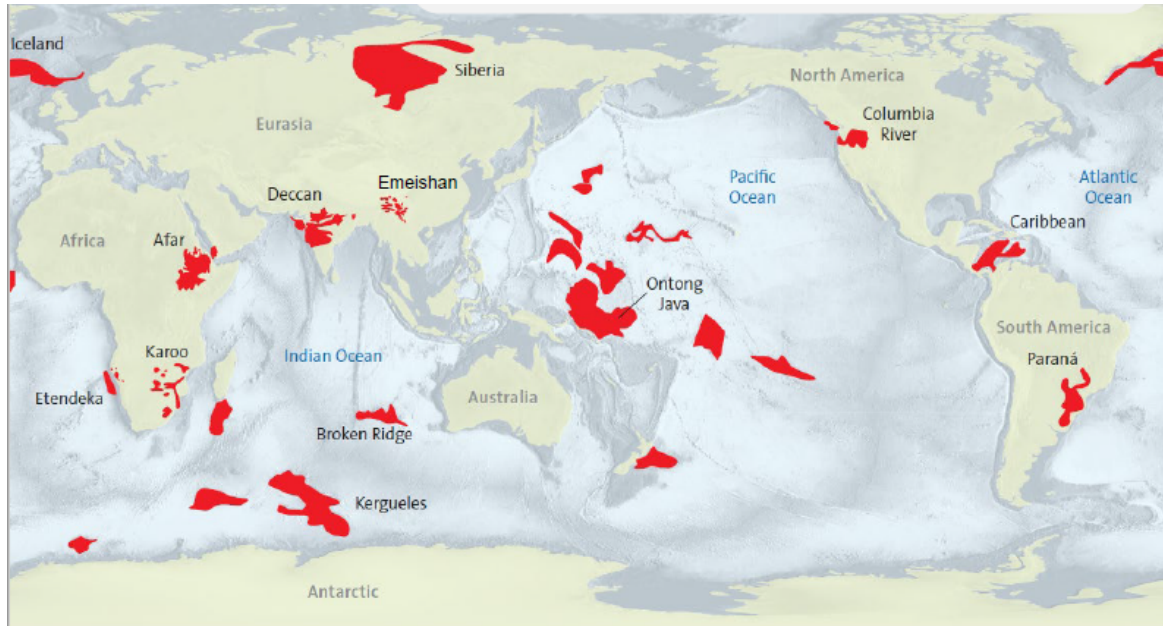


Рис. 11.7. Крупные магматические провинции

Континентальные представляют собой платобазальты (траппы), дайковые рои и комплексы щелочных ультраосновных интрузий.

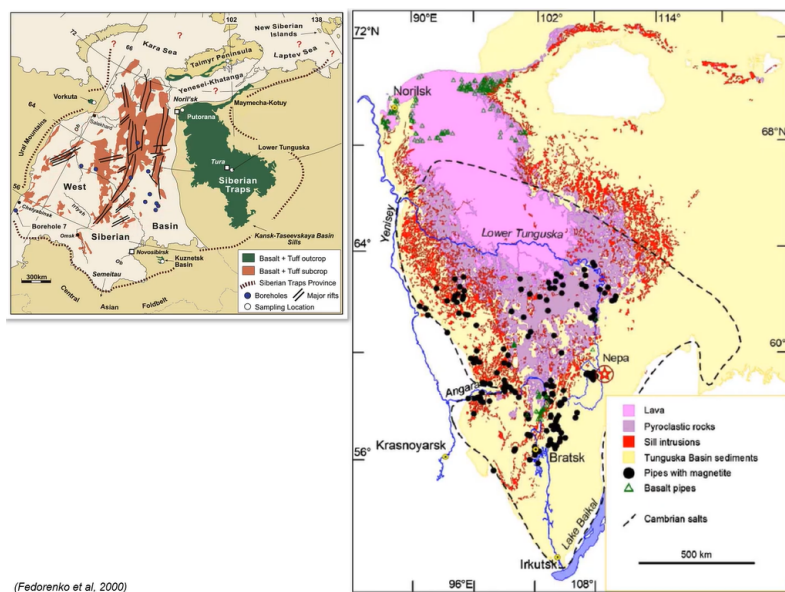
Они являются результатом плюм-литосферного взаимодействия. Если горячие точки представляют собой локальные объекты, то для образования крупной магматической провинции необходим очень мощный плюм, который вызовет образование гигантского объема расплава.

Крупные магматические провинции континентов выражаются в виде базальтовых плато (траппов).

В России расположена самая крупная магматическая провинция в мире – Сибирский трапп. Их фаза магматизма длилась меньше 1 млн лет.

Основные провинции: Сибирские траппы (252 млн лет), траппы плато Декан (65 млн лет), траппы Эмейшань (260 млн лет), траппы Кару Ферар (были одним целым), Парана – Этендека (были одним целым).

Красным и фиолетовым цветом отмечены сохранившиеся базальтовые образования, относимые к Сибирской трапповой провинции (рис. 11.8). По результатам бурения в фундаменте Западной Сибири существуют грабены, которые заполнены теми же самыми пермо-триасовыми лавами; встречаются интрузии. Таким образом объем провинции прирастает Западной Сибирью.



(Fedorenko et al, 2000)

Рис. 11.8. Сибирская трапповая провинция

На рис 11.9 выделяются лавовые толщи (светло-фиолетовая часть), эксплозивная часть - туфы (темно-фиолетовая), интрузивная или субвулканическая часть – в основном крупные пластовые интрузии, силлы (зеленая). Изверженные траппы подстилаются мощным комплексом субвулканических интрузий.

С крупными континентальными магматическими провинциями связываются катастрофические явления.

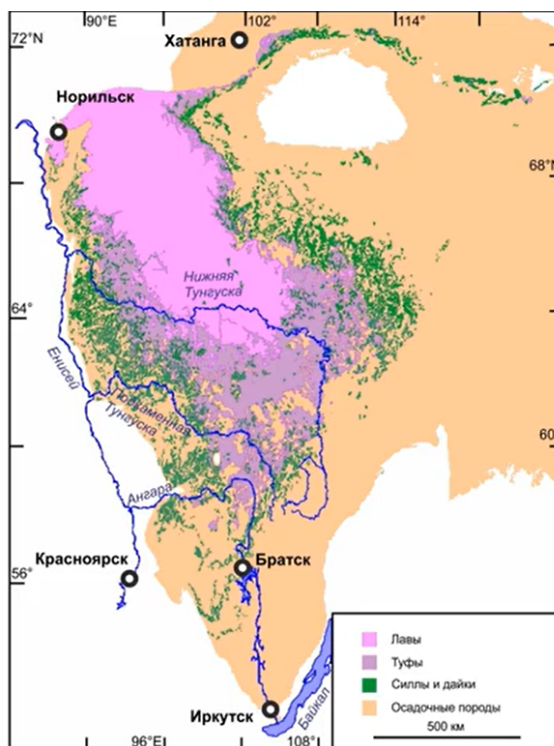


Рис. 11.9. Сибирские траппы на древней Сибирской платформе

Тунгусская серия содержит большое количество угля и эвапоритов. При их прогреве их огромным количеством базальтовой горячей магмы выделялись соответствующие летучие компоненты, что может приводить к очень серьезным изменениям биосферы на Земле (рис 11.10).

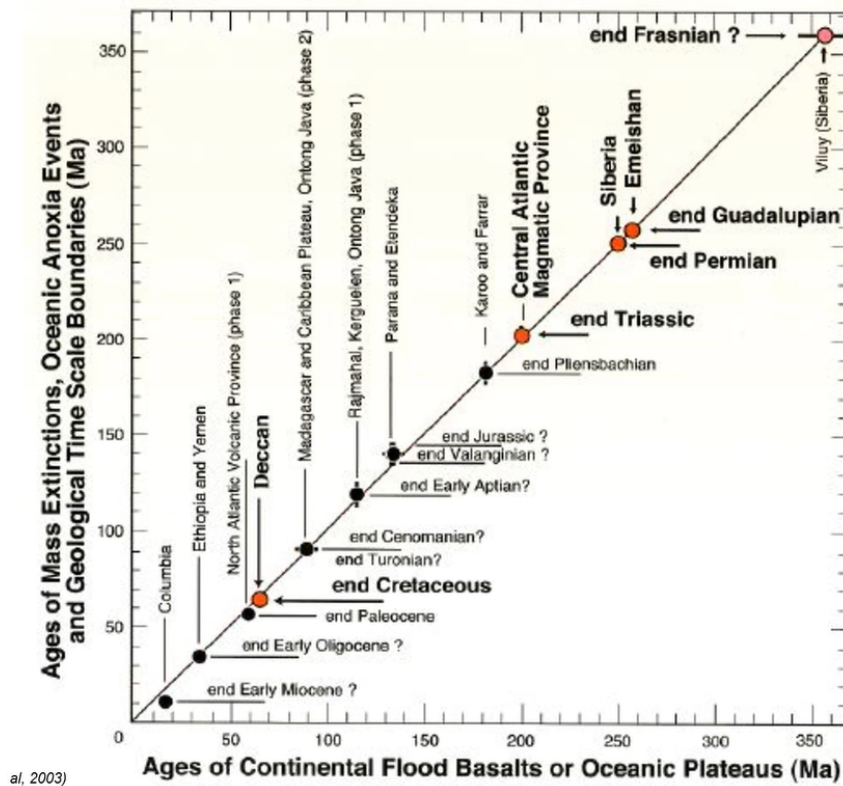


Рис. 11.10. Корреляция между этапами формирования крупных магматических провинций и крупными вымираниями в истории биосферы

Сибирские траппы эродированы. За 250 млн лет они эродировались, как предполагается, наполовину. Через 200 млн лет они эродированы полностью, оставив лишь подводящие каналы, которые застыли в верхних горизонтах коры – силлы и дайки.

Дайковые рои – то, что остается после крупных магматических провинций, платобазальтов с течением времени по мере эрозии.

Дайковые рои наблюдаются на Кольском полуострове – как минимум 5000 даек. Кольский полуостров несет на себе остатки нескольких крупных магматических провинций: самая молодая - девонская, самая древняя – архейская (рис. 11.11).

В структуре Кольского полуострова обращают на себя внимания два центральных оранжевых пятна (рис. 11.11). Это Хибинский и Ловозерский массивы щелочные ультраосновные массивы. По современным предположениям, на их месте раньше располагались вулканы, которые были уничтожены эрозией.

Диаметр Хибинского массива составляет приблизительно 40 км, он имеет кольцевую структуру – массивы формировались в несколько фаз. Самая древняя фаза

магматизма – внешние периферические части. В пределах таких структур залегают огромное количество полезных ископаемых.

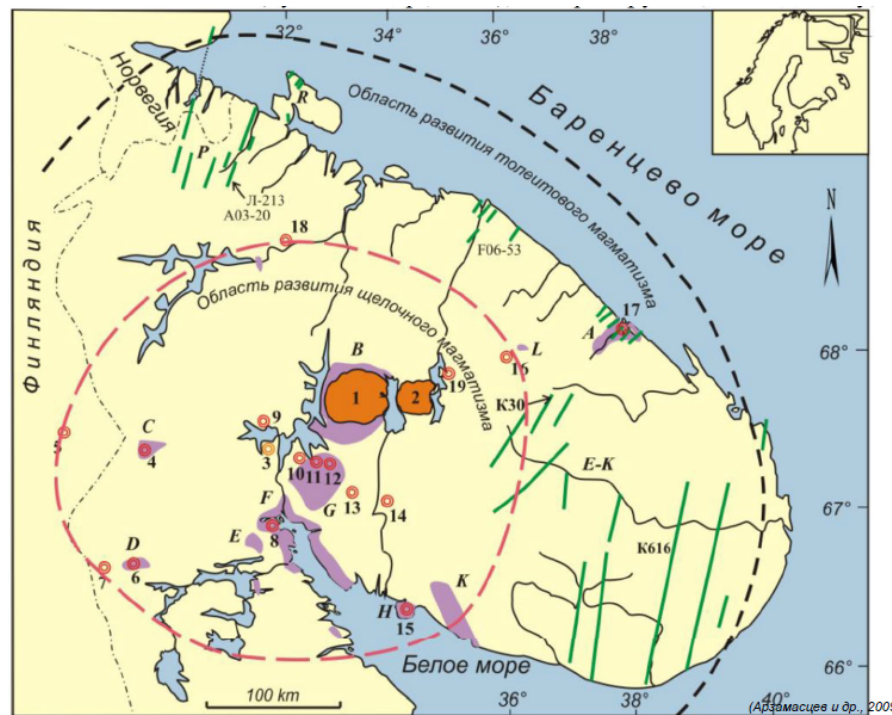


Рис. 11.11. Кольский полуостров

Базальтовая магма может принадлежать к нескольким сериям.

Магматизм:

По сравнению с MORB базальты КМП более магнезиальны, включают как толеитовые базальты, так и щелочные и ультраосновные породы.

Более кислые породы встречаются в резко ограниченном количестве и отвечают начальным и конечным стадиям становления.

1. Толеитовая серия

примитивные базальты, образуются из магм, насыщенных SiO₂;

встречаются: СОХ, дно океанов, офиолиты, фронтальные части островных дуг, континентальные рифтовые зоны, области внутриплитного магматизма.

2. Щелочно-базальтовая серия

много щелочей, высокие содержания литофильных элементов;

внутриплитный магматизм - океанические острова, траппы, континентальные рифтовые зоны.

3. Щелочная серия

обогащение некогерентными элементами (Rb, Ba, Sr, Zr, Nb, РЗЭ), щелочность 6-7% и более;

развиты в континентальных рифтах, областях внутриплитного магматизма, зрелых островных дугах.

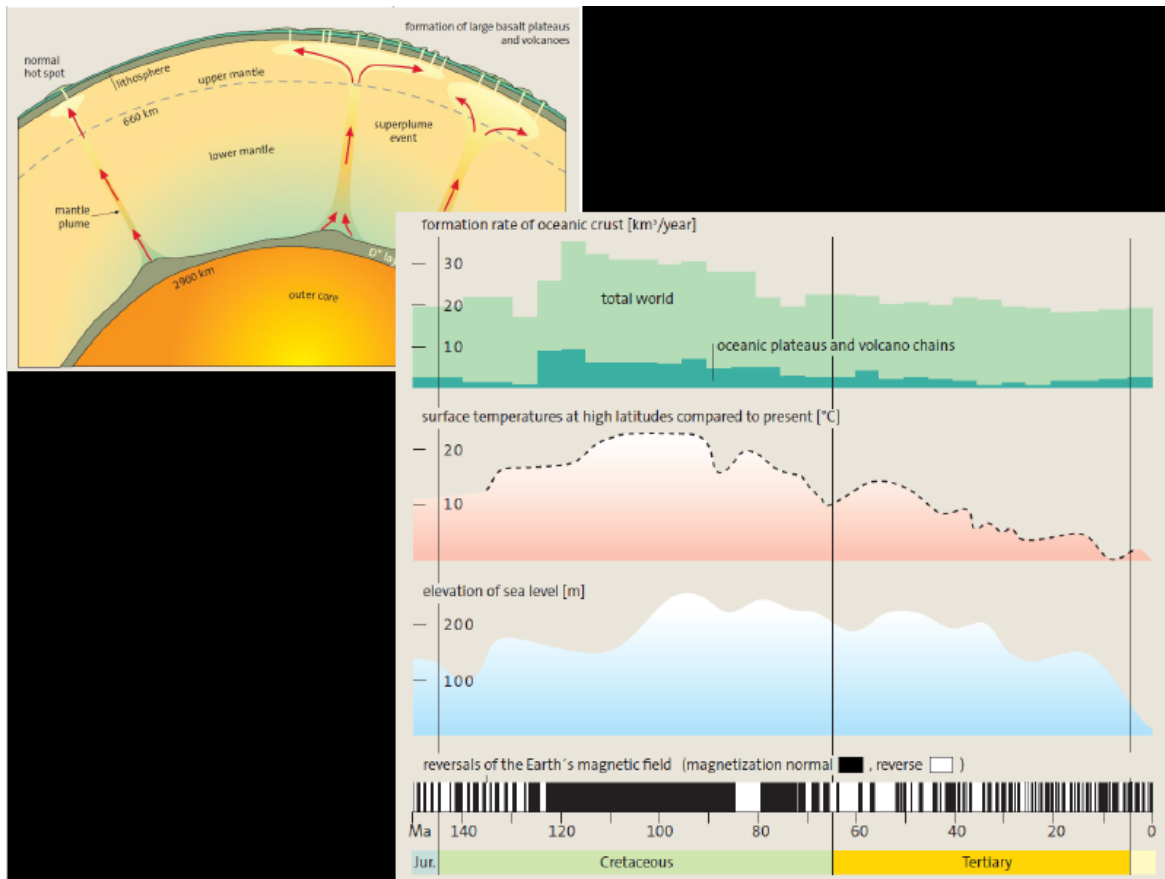


Рис. 11.12. Взаимосвязь процессов на Земле

Западная часть Тихого океана, огромное количество подводных гор, базальтовые плато формировались в меловую эпоху.

Слева (рис. 11.12) показаны восходящие мантийные плюмы. Предполагается, что к началу мела внешнее ядро перегрелось. Было необходимо отведения тепла с границы ядро-мантия, следствием чего стало большое количество плюмов.

При активной конвекции начала образовываться океаническая кора – объем океана начал изменяться в меньшую сторону. Это вызвало трансгрессию на континент. При этом плюмы приводят к формированию крупных подводных базальтовых плато, которые тоже уменьшают объем мирового океана.

Самая крупная трансгрессия в мелу случилась с ордовика – уровень моря был на 250 м выше, чем современный.

Огромное количество газа, которое выделялось при воздействии плюма на литосферу и формировании новой океанической коры привело к насыщению атмосферы CO_2 . Наличие больших объемов воды, CO_2 , а также мелководье привели к развитию организмов и, как следствие, к высокому содержанию карбонатных отложений.

Парниковые газы, выделявшиеся из-за высокого уровня вулканической активности, привели к разогреву атмосферы – предполагается, что в то время температура была выше на 20°C , чем сейчас. В следствие этого происходило быстрое развитие органики.

Органика захоранивается, но не успевает окисляться. Как следствие, это привело к огромному количеству горючих полезных ископаемых, в том числе углей.

В мелу около 40 млн лет магнитное поле Земли не меняло свою полярность. Считается, что, когда внешнее ядро перегрелось (магнитное поле генерируется во внешнем ядре), это сопровождалось турбулентной конвекцией, которая часто приводила к инверсиям. И когда плюмы отвели тепло от внешнего ядра, конвекция стала спокойнее, магнитное поле установилось и долго сохраняло свою полярность.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ