



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. КРАТКИЙ КУРС

ЛЫГИНА
ЕКАТЕРИНА АЛЕКСАНДРОВНА

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
ГИРЕНКО ЕЛЕНУ ЮРЬЕВНУ



Содержание

Лекция 1. Введение в механизмы структурообразования в неоднородной геологической среде	6
1.1. Структура курса	6
1.2. Законы и принципы исторической геологии	8
1.3. Методы исторической геологии	17
Лекция 2. Палеонтологический метод, или биостратиграфия	20
2.1. Историческая справка и терминология	20
2.2. Методы стратиграфии	22
2.3. Геологические (непалеонтологические) и геофизические методы	26
Лекция 3. Методы стратиграфии (продолжение). Абсолютная геохронология	38
3.1. Методы стратиграфии	38
3.2. Международная стратиграфическая шкала	40
3.3. Проблемы стратиграфии	45
3.4. Абсолютная геохронология	45
Лекция 4. Методы палеогеографии и фациальный анализ	51
4.1. Фациальный анализ	51
4.2. Современные обстановки осадконакопления	61
Лекция 5. Прибрежные фациальные обстановки	66
5.1. Типы побережий	66
5.2. Континентальные фации	68
Лекция 6. Тектонические движения и методы их изучения	77
6.1. Тектонические движения	77
6.2. Строение Земли и основные структурные элементы	81
Лекция 7. Основные тектонические концепции. Структуры земной коры	86
7.1. Тектонические концепции	86
7.2. Формации и формационный анализ	93
Лекция 8. Циклы и этапность в развитии структур земной коры	94
8.1. Цикл Уилсона	94
8.2. Тектоническая периодизация истории Земли	96
8.3. Фазы складчатости	101
8.4. Принцип тектонического районирования по возрасту завершающей складчатости	103

Лекция 9. Геологическая история Земли в докембрии	104
9.1. Образование Солнца и планет Солнечной системы	104
9.2. Этапы формирования структуры земной коры в AR	108
Лекция 10. Геологическая история Земли в докембрии (продолжение)	114
10.1. Формирование суперконтинентов	114
10.2. Палеогеография в докембрии	121
Лекция 11. Геологическая история Земли в палеозое	127
11.1. Стратиграфическое расчленение	127
11.2. Палеозойский этап развития земли.....	132
Лекция 12. Геологическая история Земли в палеозое	149
12.1. Палеотектоническая реконструкция палеозоя.....	149
12.2. Модель суперконтинентальных циклов в протерозое-фанерозое	156
Лекция 13. Палеогеография и климат Земли в палеозое	174
13.1. Палеогеография раннего палеозоя.....	174
13.2. Палеогеография позднего палеозоя.....	176
13.3. Изменения климата в палеозое.....	180
Лекция 14. Геологическая история Земли в мезозое-кайнозое	185
14.1. Стратиграфическая шкала расчленения мезозоя.....	185
14.2. Стратиграфическая шкала расчленения кайнозоя.....	187
14.3. Мезозойский этап развития Земли.....	192
14.4. Кайнозойский этап развития Земли.....	193
14.5. Развитие некоторых мезо-кайнозойских структур.....	194
Лекция 15. Развитие древних структур в мезозое-кайнозое (MZ-KZ). Древние складчатые пояса, молодые платформы	207
15.1. Развитие древних складчатых поясов и молодых платформ	207
15.2. Развитие древних структур в MZ-KZ. Древние платформы	215
15.3. Молодые океаны в MZ-KZ	221
Лекция 16. Палеогеография и климат Земли в мезозое-кайнозое	227
16.1. Изменения климата.....	227
16.2. Палеогеография MZ-KZ.....	228
Лекция 17. Развитие органического мира Земли	236
17.1. Предисловие.....	236
17.2. Развитие жизни в докембрии.....	236

17.3. Развитие жизни в палеозое	249
Лекция 18. Развитие органического мира Земли (мезозой-кайнозой). Общие закономерности геологического развития Земли	258
18.1. Динамика развития органического мира.....	258
18.2. Развитие флоры и фауны	260
18.3. Общие закономерности геологического развития Земли	275

Лекция 1. Введение в механизмы структурообразования в неоднородной геологической среде

1.1. Структура курса

В процессе изучения курса по исторической геологии может быть необходима следующая *литература*:

1. Историческая геология с основами палеонтологии под ред. А. Х. Кагарманова, 1985 - методическая часть.
2. Немков Г.И. Историческая геология, 1986 - полный курс.
3. Кузьмин М.И., Корольков А.Т., Дриль С.И., Коваленко С.Н. Историческая геология с основами тектоники плит и металлогении, 2000.
4. Хаин В. Е., Короновский Н. В., Ясаманов Н.А. Историческая геология, 2006 - полный курс.
5. Габдуллин Р.Р. Историческая геология, 2005 - методическая часть
6. Фёдоров П. В. История земной коры. Атлас иллюстраций к курсу исторической геологии: Учебное пособие, 2006, 16 с.
7. Панов Д.И., Яковишина Е.В., Шалимов И.В., Копаевич Л.Ф.
8. Историческая геология, 2016 - методические указания и задания.
9. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Некоторые учебники старого образца, в них хорошо рассмотрена лишь методическая часть курса, которая посвящена методам исторической геологии. Вторая половина курса, которая посвящена истории геологического развития Земли, в этих учебниках освещена с точки зрения неиспользуемой на данный момент в геологии теории геосинклиналей, так как в настоящее время основной теорией в геологии является тектоника литосферных плит. Наиболее хорошо эти аспекты освещены в учебнике Кузьмина М.И. и Королькова А.Т. (пункт 3). Практически вся литература доступна для скачивания в интернете.

Также, будут полезны к изучению следующие *интернет-источники*:

- <https://vsegei.ru/ru/info/> – база данных ВСЕГЕИ: Общая стратиграфическая шкала, Стратиграфический Кодекс, Геологические карты и проч.
- <http://neotec.ginras.ru/index/neomaps/neomapsworld.html> – база данных Лаборатории неотектоники ГИН: различные карты (сканы) на самые разные регионы в хорошем качестве.
- <http://www.geokniga.org/> – большая электронная библиотека по геологии (в том числе карты).
- <http://www.jurassic.ru/> – небольшой выбор старых карт, книги.

Практические работы

Лекции дополняются практическими работами: всего 7 шт. Для выполнения работ будут необходимы: простой и цветные карандаши, ластик, гелевые ручки (синяя, черная,

зеленая), миллиметровая бумага А4 (3,5 листа каждому). Всё это приобретается самостоятельно! Работы необходимо сдавать в течение семестра **строго** до начала зачетно-экзаменационной сессии. Сдача работы подразумевает полное владение материалом (знать основные определения, уметь показать структуры на карте и проч.

Примечание: необходимо знание Общей стратиграфической шкалы до отделов.

Структура курса

Структура курса разделяется на две части: методы исторической геологии и геологическую историю Земли.

Методы исторической геологии:

- Стратиграфия;
- Геохронология;
- Фациальный анализ и палеогеография;
- Тектонические движения: типы и методы изучения;
- Структурные элементы земной коры, геотектоника.

Геологическая история Земли:

- Докембрийский этап;
- Палеозойский этап;
- Мезозойский этап;
- Кайнозойский этап.

Предмет и задачи исторической геологии

Историческая геология изучает геологическую историю Земли со времени ее возникновения, устанавливает причины образования и развитие литосферы, атмосферы, гидросферы и биосферы, дает характеристику ландшафтно-климатических и геодинамических обстановок, определяет время возникновения и исследует условия образования горных пород и связанных с ними полезных ископаемых (Хаин, Короновский, Ясаманов, 1997).

Историческая геология, как наука, развивалась достаточно давно. Настоящая область исторической геологии опирается на другие области геологии: общую геологию, структурную геологию, палеонтологию. Историческая геология служит фундаментом для ряда дисциплин региональной геологии: геологии России, геотектоники. Историческая геология включает в себя:

- геохронология;
- стратиграфия (био-, магнито-, сейсмо-);
- палеогеография (палеогеоморфология, включающая палеоокеанологию, и палеоклиматология);
- палеотектоника, палеогеодинамика;
- палеовулканология;

Задачи исторической геологии

Задачи исторической геологии, следующие:

1. Определение возраста горных пород - стратиграфия, геохронология.
2. Восстановление физико-географических условий земной поверхности геологического прошлого - палеогеография, опираясь на учение о фациях.
3. Восстановление и объяснение истории вулканизма, плутонизма и метаморфизма - палеотектоника, палеовулканология.
4. Восстановление истории тектонических движений - региональная и историческая геотектоника.
5. Выявление закономерностей размещения в земной коре скоплений полезных ископаемых.
6. Установление строения и закономерностей развития земной коры.
7. Анализ становления и развития жизни на Земле в ходе геологической истории.

1.2. Законы и принципы исторической геологии

Стратиграфия (относительная геохронология)

Стратиграфия - раздел геологии, изучающий последовательность напластования горных пород и их пространственно-временные соотношения в земной коре (т.е. относительный возраст: моложе-древнее).

На рисунке 1.1. показано начало процесса образования слоев горных пород, т.е. начиная с процессов осадконакопления слои каким-то образом ложатся друг относительно друга, в данном случае – горизонтально. Затем происходят тектонические изменения, породы меняют угол своего наклона и приобретают другое положение в земной коре. Далее это перекрывается следующими слоями осадков. Эта толща может быть прорвана интрузивным массивом. Таким образом, в конце концов, геологи получают достаточно сложную геологическую картину.

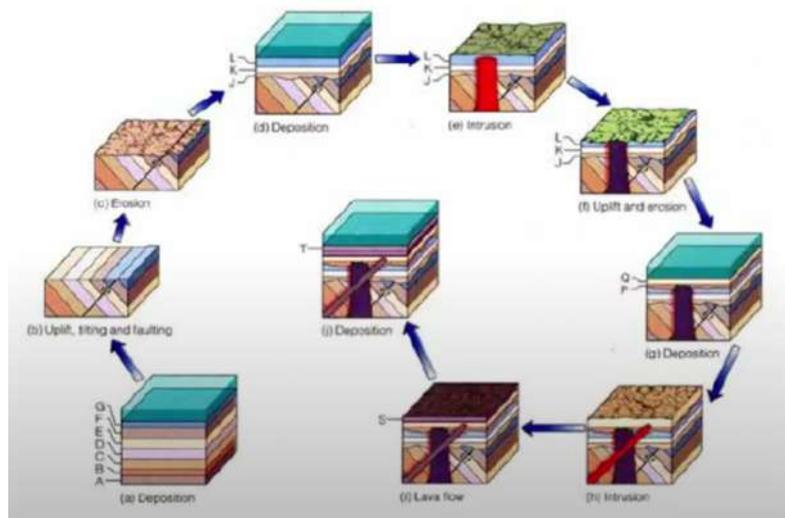


Рис. 1.1. Образование различных геологических ситуаций

Финальный куб (диаграмму) геологам необходимо расшифровывать. В этом им помогают методы исторической геологии, и, в частности, стратиграфия. Т.е. стратиграфия устанавливает относительный возраст слоев горных пород.

Законы и принципы исторической геологии

Рассмотрим основополагающие принципы, которыми руководствуются геологи.

Одним из первых исследователей был Николай Стенон, который изучая морские отложения установил несколько принципов.



Рис. 1.2. Николай Стенон (1638 – 1686)

В целом, Н. Стенон. предложил 6 принципов строения слоев горных пород в земной коре, но ниже приведены наиболее существенные, которые считаются фундаментом стратиграфии:

1. *Принцип последовательного напластования* (суперпозиции). Каждый слой отложился позднее слоя, на котором залегает, и ранее того, который его перекрывает (при условии, что рассматриваемый участок не подвергался значительным тектоническим воздействиям).

Это основополагающий принцип при определении возраста пород и содержащихся в них органических остатков.

В разрезе на рисунке 1.3. относительно горизонтально залегающая толща слоев, недеформированная, в которой можно выделить ряд слоев. Слой А – мергели, слой Б – песчанистые известняки, слой В – известняки.



Рис. 1.3. г. Беш-Кош, ЮЗ Крым (фото Лыгиной Е.А., 2020 год)

На примере рассматривается ненарушенное залегание слоев, тогда можно отметить, что слой А (нижний) – наиболее древний, слой Б – моложе и слой В – наиболее молодой.

2. Принцип горизонтального залегания пород.

Изначально слой всегда отлагается горизонтально. Косое напластование, особенно резкое падение пластов указывают на его переворот (тектонические движения).



Рис. 1.4. Пример изначально горизонтальных слоев.

3. Принцип выдержанности пластов при их формировании. Слой должен иметь неопределенную протяженность и его можно проследить поперек какой-либо долины.

В определенный момент времени была накоплена слоистая толща (рис. 1.5) и в результате эрозии была прорезана рядом долин. Слои хорошо прослеживаются через долины. Безусловно, в некоторых местах часть слоя размывта, но в разных бортах долины слои могут прослеживаться. Таким образом, можно изучить слой в нескольких обнажениях.

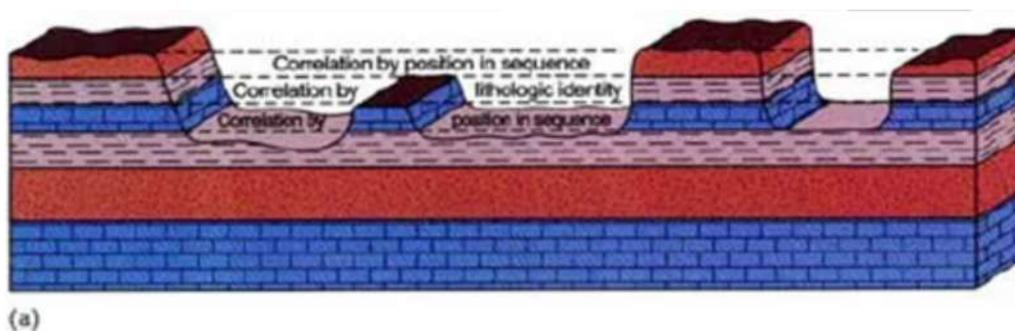


Рис. 1.5. Иллюстрация принципа выдержанности пластов

Существует несколько ограничений. Первое ограничение состоит в том, что слой может выклиниваться (рис. 1.6) – зависит от типа осадконакопления. Этот слой может распадаться на несколько слоев, как в верхней части схемы, а некоторые слои могут не прослеживаться в соседних частях разреза. Либо, этот слой может замещаться слоем с другим составом, т.е. по возрасту он будет таким же, но состав будет отличаться – это называется *фаціальное* замещение.

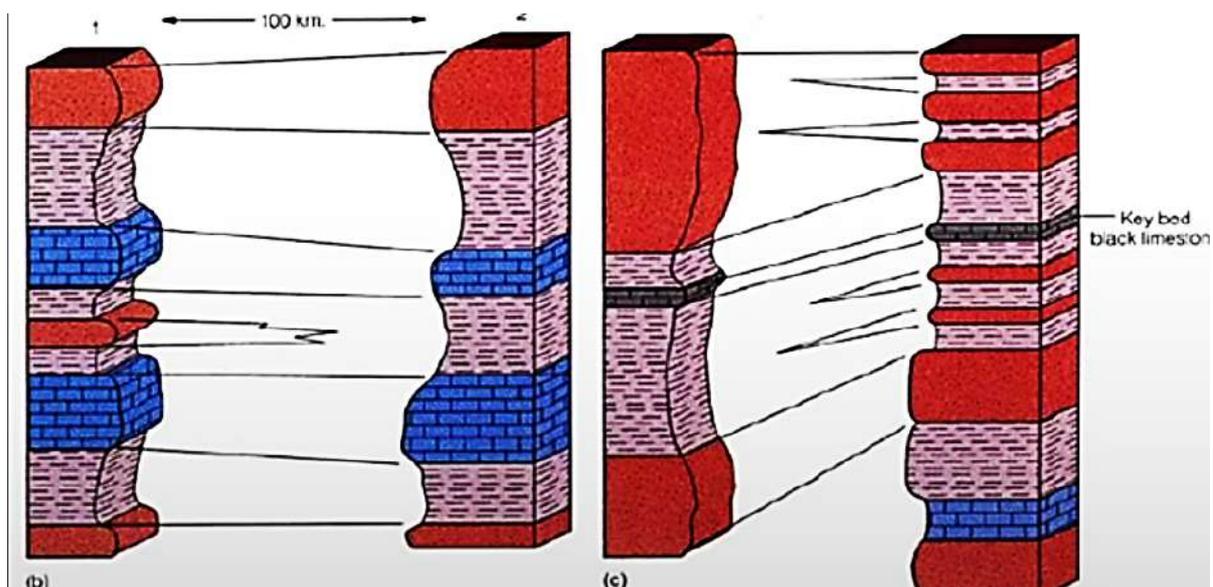


Рис. 1.6. Ограничения принципа выдержанности пластов

Фа́ция (от фр. *facies* - вид, облик; ввел в геологию А. Грессли в 1838 г.) – часть слоя одновозрастных пород, отличающихся от соседних пород литологическим составом и ископаемыми остатками организмов. Отвечает определенным условиям осадконакопления.

Позже, Д.В. Наливкин вводит более широкое понимание «фации» как единицы ландшафта, т.е. той обстановки осадконакопления, в пределах которой разные породы накапливались.

В геологии придерживаются определения, которое дал А. Грессли. Из этого представления А. Грессли выходит принцип фациальной дифференциации одновозрастных отложений (принцип Грессли-Ренестье). Этот принцип говорит о том, что по латерали географически можно наблюдать замещение (фациальную дифференциацию) в слоях пород, когда в одной области – одна фа́ция, в другой области – другая фа́ция, и т.д.

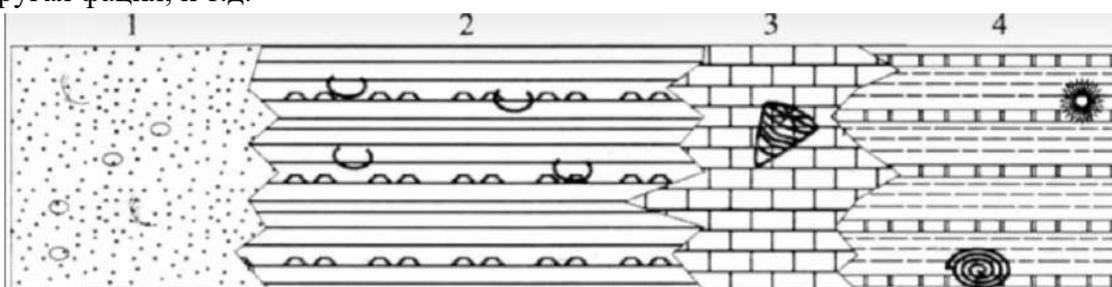


Рис. 1.7. Схема соотношения фаций в пределах слоя. Фа́ции: 1 - песчаники и конгломераты с растительными остатками; 2 - глины с остатками двустворок; 3 - известняки с кораллами; 4 - аргиллиты и кремнистые породы с аммонитами и радиоляриями.

Другими достаточно важными принципами исторической геологии являются следующие принципы:

- *Принцип униформизма Дж. Геттона* (принцип сохранения геологических процессов). Облик Земли постоянно и постепенно меняется под влиянием происходящих в природе процессов, которые всегда были и остаются равномерными и устойчивыми. (Дж. Геттон, «Теория Земли», 1785).
- *Принцип цикличности геологических процессов* (принцип Дж. Геттона).
- *Принцип (и метод) актуализма Ч. Лайеля*. Изучение современных геологических процессов является «ключом к познанию геологических процессов прошлого».



Рис. 1.8. Джеймс Геттон, Хаттон
(Hutton) (1726-1797)



Рис. 1.9. Чарльз Лайель (1797-1871)

Существует несколько законов в исторической геологии – *законы Дж. Геттона*, которые он предлагает для определения относительного возраста горных пород:

- *«закон пересечений»*: секущая магматическая порода всегда моложе той породы, которую она пересекает;
- *«закон включений»*: включение всегда старше вмещающей его породы.

Также существует еще несколько принципов, которые в большей мере относятся к стратиграфии:

- *Принцип сопоставления одинаковых последовательностей или принцип гомотаксальности (принцип Смита - Гексли)*.

Гомотаксис - сходство по определенным, прежде всего палеонтологическим, признакам отложений, занимающих одинаковое стратиграфическое положение в разрезах отдельных областей.

«Сходные слои содержат сходные ископаемые» (У. Смит, 1816).

Особенно важен в условиях неполноты геологической летописи в смежных регионах, фациальной дифференциации одновозрастных отложений и возрастной

миграции

геологических

границ.

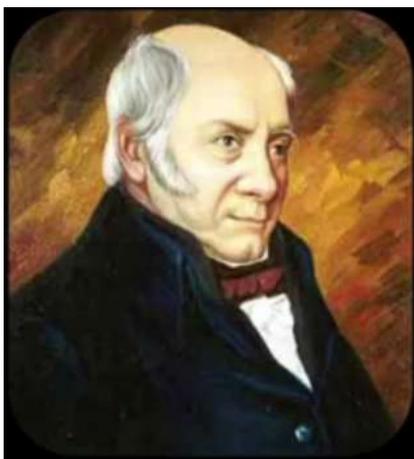


Рис. 1.10. Уильям Смит (1769-1839)



Рис. 1.11. Томас Генри Гексли (1825-1895)

- Принцип хронологической взаимозаменяемости признаков (принцип Мейена);

Используется при сопоставлении образований различного генезиса (напр., морских и континентальных), расположенных на любом удалении друг от друга, вплоть до планетарного масштаба. Используются переходные типы отложений (напр., лагунные) либо маркирующие горизонты от планетарных событий.

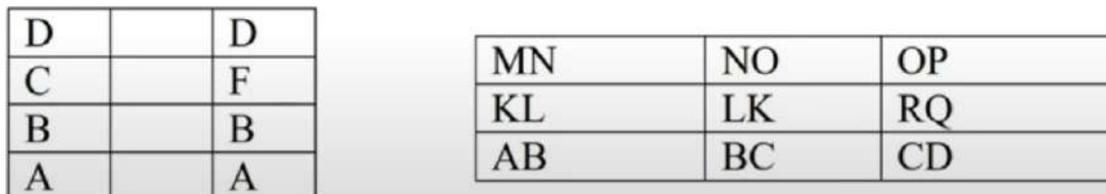


Рис. 1.11. Схема, иллюстрирующая принцип Мейена (Глухова, 1992). Слева: признаки С и F являются хронологически взаимозаменяемыми; справа: сопоставление первого и третьего разрезов возможно при наличии переходного второго разреза

- Принцип направленности и необратимости биологической и геологической эволюции (принцип Долло);

Первоначально высказан Ч. Дарвином в книге «Происхождение видов...» (1859 г.), позже был сформулирован бельгийским палеонтологом Луи Долло (1893 г.) применительно к развитию биосферы, затем был распространен на эволюцию всей земной коры, на процессы литогенеза, тектогенеза, магматизма и т. д. (Н. М. Страхов, В. М. Синицын, Ю. В. Тесленко и др.).

- Принцип неполноты геологической (стратиграфической и палеонтологической) летописи (принцип Ч. Дарвина);



Рис. 1.12. Л. Долло (1857 – 1931)

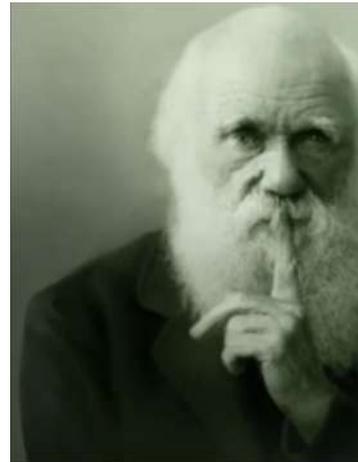


Рис. 1.13. Ч. Дарвин (1809-1882)

В настоящее время нет «идеального» геологического разреза, который бы показывал всю последовательность отложений, которая бы накопилась от возникновения планеты и до этого дня. Геологические разрезy полны лакунами (перерывами в осадконакоплении), которые формируются в результате несогласия.

В процессе описания геологом разреза, он выделяет слои, которые отличаются друг от друга по составу. Иногда геолог выделяет слои не по разнице в составе, а по четкой границе между разными слоями. На рисунке 1.13 показан карбонатный разрез (слева), который представляет собой последовательность, которая, на первый взгляд, монотонная и слои не отличаются друг от друга. Однако каждый из этих слоев отделен от соседнего поверхностью или *стратиграфической границей*.

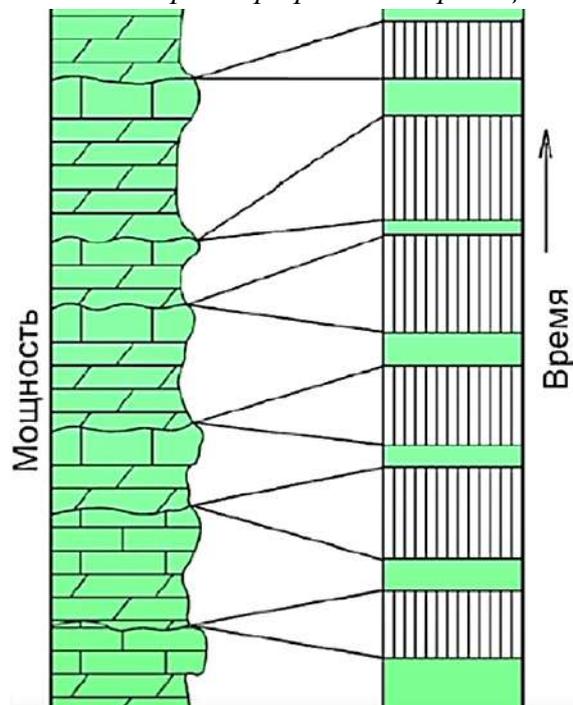


Рис. 1.13. Стратиграфические границы

Эти границы могут быть:

- Согласные (обозначаются горизонтальной линией на схемах);
- Несогласные (обозначаются волнистой линией на схемах).

Несогласные стратиграфические границы формируются в результате перерывов. По оценкам многих специалистов (С.Н. Бубнов, Д.В. Наливкин, В.Н. Шванов) в разрезах земной коры запечатлено всего 10-25% времени ее формирования.

В тоже время появляется *учение о диастемах* (Дж. Барелл). *Диастемы* – это небольшие перерывы, которыми насыщены геологические разрезы и продолжительность которых нельзя оценить, поскольку нет таких методов.

Графически на рисунке 1.13. справа показан временной разрез.

В целом, стратиграфические перерывы еще бывают синседиментационными. *Синседиментационные* – образуются во время осадконакопления. Основные типы: *эрозионные перерывы* (формируются вследствие высокой скорости водного потока, превышающей силу сцепления осадка), *диастемы* (короткие перерывы в осадконакоплении, обычно отвечают границам пород).



Рис. 1.14. Диастемы

При таком типе перерыва формируются поверхности твердого дна.

Перерывы твердого дна (англ. - hardground) – твердые, каменистые поверхности, возникающие на дне морского бассейна с карбонатным осадконакоплением при его остановке или замедлении.

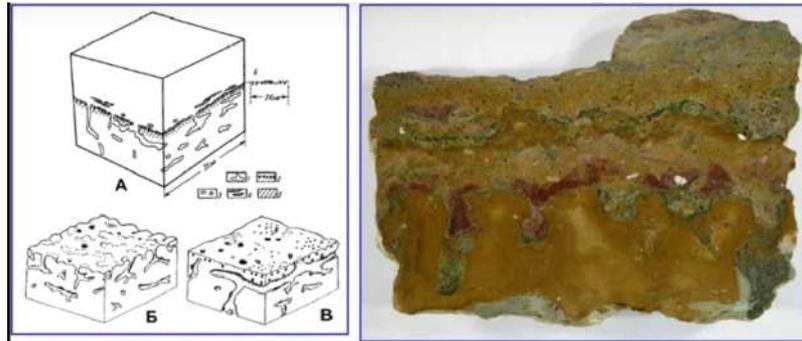


Рис. 1.15. Синседиментационные перерывы

Другим типом перерывов является постседиментационный, или *диагенетический*. Диагенетические перерывы формируются на стадии диагенеза и связаны с преобразованием пород. Диагенез – процесс преобразования осадков в породу. К таким типам диагенетических перерывов относят стилолитовые швы, которые образуются при перераспределении и растворении карбоната в результате воздействия давления вышележащих пород.



Рис. 1.16. Стиллитовые швы

Существуют и *последиагенетические* перерывы.

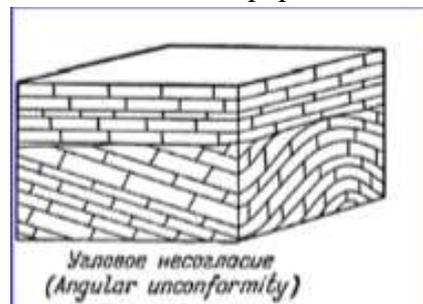


Рис. 1.17. Последиагенетические перерывы

Их формирование требует большего времени. Последиагенетические перерывы – это так называемые эрозионные перерывы и угловые несогласия, которые формируются в результате тектонических перестроек при образовании данного бассейна осадконакопления. На рис. 1.17. между ниже- и вышележащими слоями присутствует угловое несогласие, т.е. несогласие, которое видно невооруженным глазом и когда нижележащие слои лежат под другим углом относительно вышележащих.

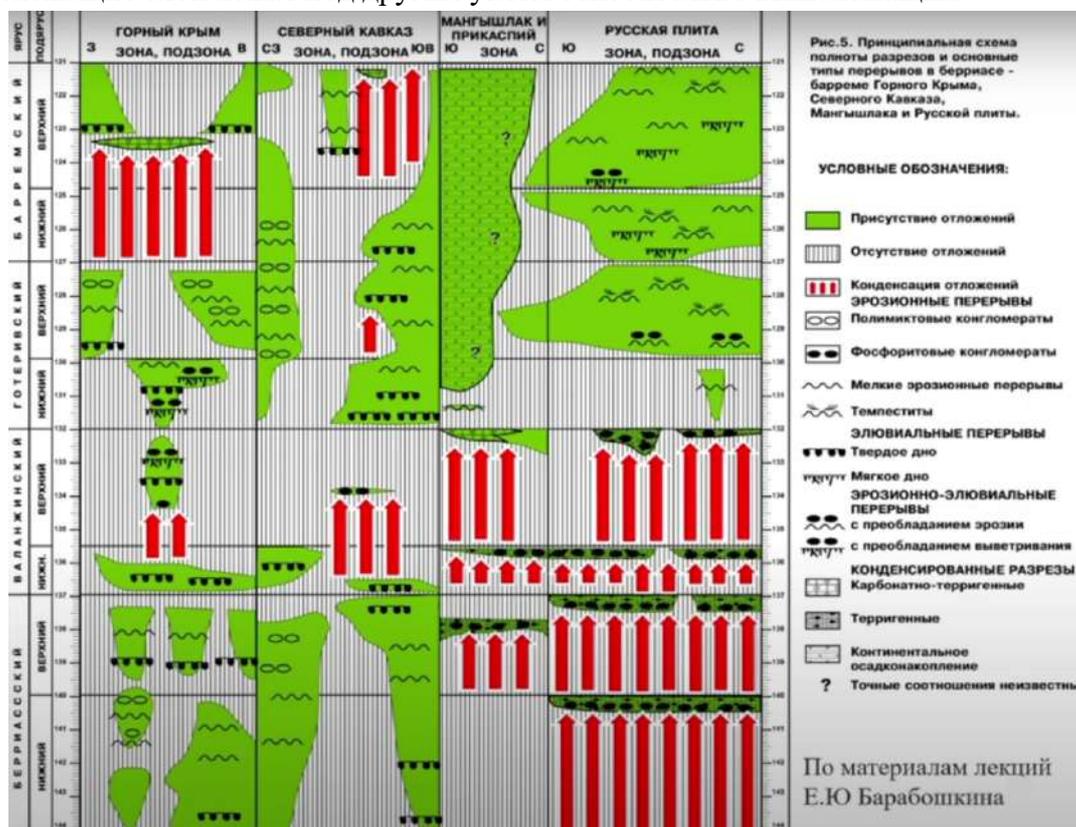


Рис. 1.18. Принципиальная схема полноты разрезов в и основные типы перерывов в берриасе - барреме Горного Крыма, Северного Кавказа, Мангышлака и Русской плиты.

1.3. Методы исторической геологии

Расчленение и корреляция стратиграфических разрезов

Рассмотрим основные этапы стратиграфического исследования:

- 1) Определение последовательности отложений в отдельно взятом районе = выделение стратиграфических подразделений (стратонов) и построение стратиграфического разреза (колонки).

Стратон (слои, пачки, горизонты и т.п.) - комплекс горных пород, отличающийся вещественным составом и ископаемыми органическими остатками от выше- и нижележащих комплексов, залегающих друг на друге и разделенных границами.

- 2) Сопоставление (стратиграфическая корреляция) разрезов различных районов по возрасту;

- 3) Составление сводного стратиграфического разреза (колонки) района;
- 4) Разработка общей геохронологической-стратиграфической шкалы в планетарном масштабе.

На рисунке 1.19. показана этапность стратиграфического исследования. Все отдельные разрезы составляют часть единой последовательности. Эти части можно сопоставить. В итоге, есть несколько разрозненных разрезов, которые используются для составления сводного стратиграфического разреза. Этот разрез считается «идеальным» разрезом района и в нем содержатся все стратиграфические подразделения, которые были выделены во всех изученных реальных разрезах. Эти стратиграфические подразделения имеют максимальную мощность.

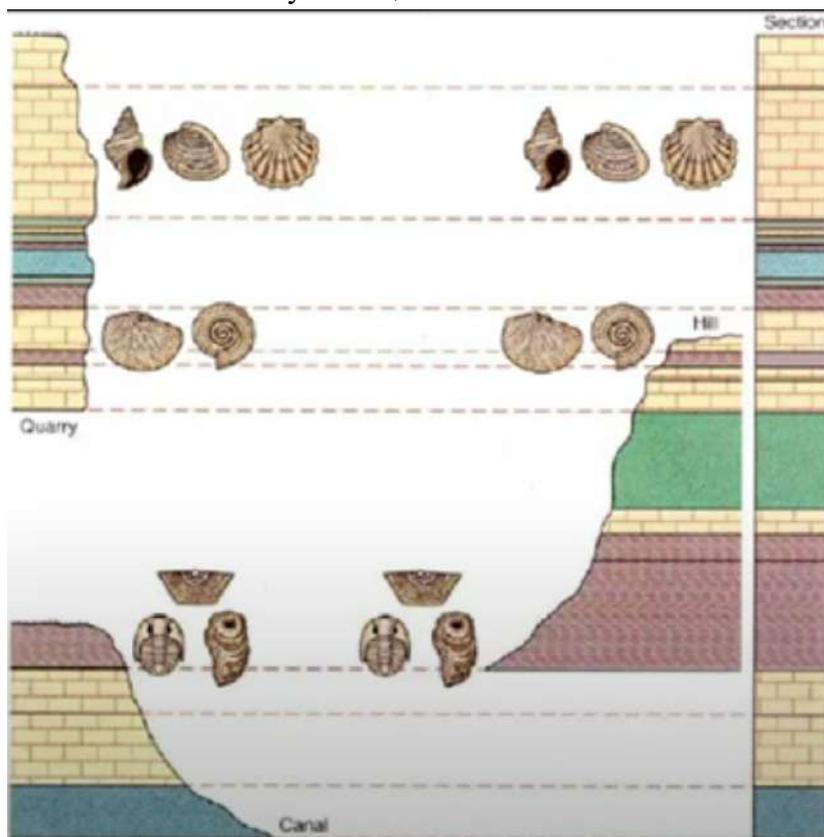


Рис. 1.19. Расчленение, корреляция разрезов и составление сводного разреза

Литологический метод (минералого-петрографический)

Литология – это наука, изучающая горные породы. Метод основан на выделении и корреляции стратиграфических подразделений исключительно по вещественному составу. Литостратиграфические подразделения - толща, пачка, пласт (слой), маркирующий горизонт. Эти литостратиграфические подразделения в первую очередь выделяются в разрезах. При прослеживании их на расстоянии и корреляции только с помощью этого метода, то появляются затруднения. Некоторые слои могут не прослеживаться в другом разрезе, выклиниваясь (исчезая из разреза) в результате фациального замещения, размываясь и т.д. Кроме того, не всегда очевидно, какой слой с

каким слоем в соседнем разрезе можно сопоставить. Литостратиграфический метод выступает как вспомогательный метод при сопоставлении удаленных разрезов.

В сопоставлении разрезов может быть использован маркирующий горизонт. *Маркирующий горизонт* – это прослой, обычно не очень мощный, сильно отличающийся от ниже- и вышележащих отложений пород. Например, это может быть туфовый прослой.

Таким образом, при применении литостратиграфического метода существует несколько способов изучения:

- прямое наблюдение;
- картирование;
- геофизические методы (каротаж).

Достоинства литостратиграфического метода заключаются в:

- простота, очевидность выделения;
- конкретность, наличие четких границ;
- возможность детального расчленения

Однако, можно выделить и следующие недостатки:

- частые и быстрые фациальные изменения (сильная зависимость от условий осадконакопления);
- границы литостратиграфических подразделений не выдержаны, почти всегда диахронны.

Лекция 2. Палеонтологический метод, или биостратиграфия

2.1. Историческая справка и терминология

Палеонтологический метод основан на принципе непрерывного и необратимого изменения органического мира (принцип Долло). Используя этот метод, в геологическом разрезе выделяются биостратиграфические подразделения – биозоны различных видов, слои с фауной (флорой). Метод дает возможность проводить корреляцию сильно удаленных друг от друга разрезов.

Определение возраста толщи горных пород и отнесение ее к той или иной стратиграфической единице осуществляют путем сравнения найденных ископаемых остатков с теми, которые встречаются в опорном или стратотипическом разрезе.



Рис. 2.1. Луи Долло (1857 – 1931)

Стратотип – эталонный разрез стратиграфического подразделения

- исторический приоритет;
- находится в местности, от географического названия которой названо стратиграфическое подразделение;
- наибольшая полнота, изученность, границы.

Лимитотип – стратотип стратиграфической границы. Лимитотип является небольшим интервалом разреза, однако он должен быть также хорошо изучен, опробован.

Важную роль в становлении биостратиграфии, как важной части стратиграфической науки сыграл Уильям Смит (1769-1839). Ему дали прозвище «Страта» Смит, «страта» значит «слоистый», т.е. тот, кто много времени посвятил исследованию последовательностей напластования и сопоставления пород. Сам он является землемером – самоучкой, строил шахты и каналы.

Уильям Смит утверждал, что слои можно распознавать и сравнивать между собой по содержащимся в них окаменелостям. Он установил стратиграфическую последовательность слоёв Англии и Уэльса и пришел к выводу, что слои с одинаковыми

комплексами органических остатков являются одновозрастными – *принцип биостратиграфического расчленения и корреляции разрезов (принцип У. Смита)*.

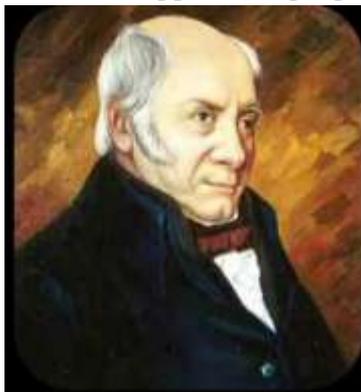


Рис. 2.2. Уильям Смит

Другими исследователями, которые также внесли большой вклад в изучение осадочных слоев, в частности, Западной Европы являются: Ж. Кювье и Ал. Броньяр. Они исследовали разрез Парижского бассейна и установили, что по ископаемым остаткам можно не только разделить осадочные образования по возрасту, но и восстановить физико-географические условия их образования.



Рис. 2.3. Ж. Кювье (1769-1832)



Рис. 2.4. Ал. Броньяр (1801-1876)

К 40-м гг. XIX в. были выделены практически все системы фанерозоя: меловая (Ж. Б. Д "Омалиус д "Аллау, 1822), каменноугольная (В. Д. Конибер и Дж. Филипс, 1822), юрская (А. Броньяр, 1829), триасовая (Ф. Альберти, 1834), кембрийская (А. Седжвик, 1835), силурийская (Р. Мурчисон, 1839), девонская (А. Седжвик и Р. Мурчисон, 1839), пермская (Р. Мурчисон, 1841).

Биостратиграфические подразделения – это охарактеризованные остатками организмов слои горных пород, границы между которыми определяются эволюционными изменениями отдельных форм (таксонов), комплексов фауны (флоры) или сменой экологических ассоциаций. Биостратиграфические подразделения выделяются с помощью палеонтологического метода: определяются границы, на которых происходит изменение состава ископаемых остатков (появление и массовое

распространение); выделяются отложения, которые содержат характерный комплекс органических остатков. Остатки различных организмов имеют различное значение для биостратиграфии (скорость эволюции, образ жизни, сохранность, миграция форм, посмертное переотложение или вмывание).

Важно! Границы биостратиграфических подразделений не всегда совпадают с литостратиграфическими подразделениями.

Руководящие формы – организмы, имевшие очень широкое географическое и очень узкое вертикальное (стратиграфическое) распространение.

Орто(Архи)стратиграфические – быстро эволюционирующие и распространяющиеся, используются для расчленения и корреляции.

Парастратиграфические – медленно эволюционирующие, транзитные формы, используются для общей характеристики или расчленения больших интервалов разреза (брахиоподы, гастроподы, наутилоидеи, кораллы, мшанки и др.).

На рис. 2.5 показаны основные группы макро- и микрофоссилий, используемые в биостратиграфических построениях.

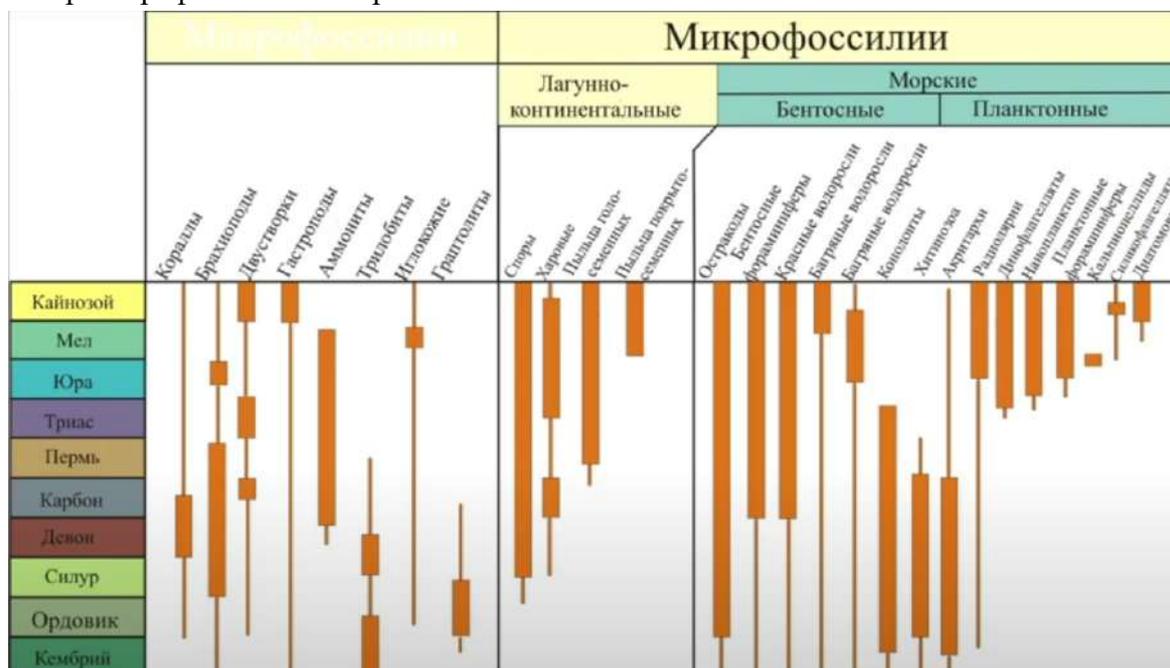


Рис. 2.5. Основные группы макро- и микрофоссилий, используемые в биостратиграфических построениях

Внизу рисунка обозначены ортостратиграфические группы, которые зачастую используются для относительного датирования разных толщ: Pz - трилобиты, граптолиты, конодонты; Mz - головоногие моллюски; Mz, Kz - радиолярии, фораминиферы, нанопланктон.

2.2. Методы стратиграфии

Биостратиграфические зоны

Биостратиграфическая зона – слои, которые характеризуются определенным таксоном или комплексом древних организмов (зональный комплекс), отличающимися от таковых в подстилающих и перекрывающих слоях, и имеют нижнюю и верхнюю границы, установленные биостратиграфическим методом. Биостратиграфическая зона имеет некоторые характеристики:

- смыкаемость границ зон;
- географическое распространение зоны определяется распространением зонального комплекса;
- слои с фауной (флорой) – вспомогательные подразделения.

Стратиграфический Кодекс (2019) рекомендует использовать 8 видов зон. Его редакция постоянно обновляется.

При использовании метода могут быть выделены следующие зоны в зависимости от особенностей распределения органических осадков в слое (рис. 2.6.):

- Зона распространения таксона, которая выделяется по выделению и исчезновению какого-либо таксона;
- Интервал-зона, которая выделяется от появления одного таксона до появления другого нового таксона;
- Филозоны – это биостратиграфические подразделения, которые выделяются по появлению родственных таксонов;
- Комплексная зона, выделяется по совокупности биостратиграфической характеристики нескольких таксонов;
- Акмезона.



Рис. 2.6. Биостратиграфические зоны

Акмезона.

Рассмотрим подробнее акмезону (эпиболу). На рисунке 2.7. видно, что эпибола одного вида в пределах разных разрезов ведет себя по-разному. Это может зависеть от многих причин, главная причина – это изменение условий среды обитания, которые были благоприятны или, наоборот, неблагоприятны для этого таксона. Таким образом, получаются три разные акмезоны в трех разных разрезах. Сопоставление разрезов показывает, что максимально широкое географическое распространение таксон имел в определенное время. В целом, биозона таксона соответствует всей продолжительности существования его во всех трех разрезах.

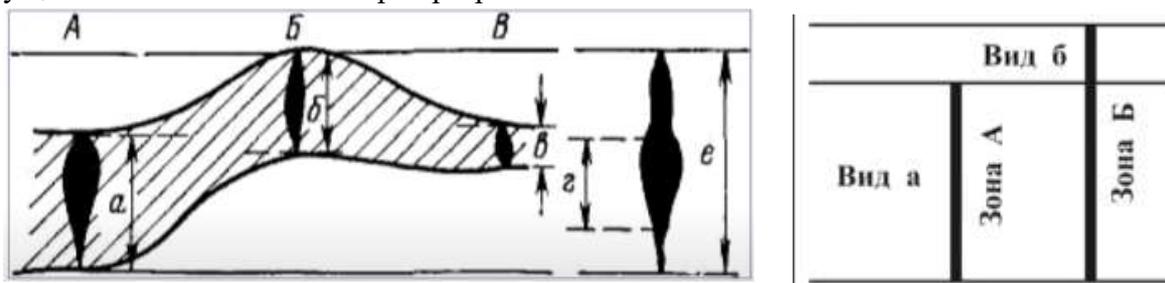


Рис. 2.7. Акмезона. а, б, в - акмезоны в пределах А, Б, В; г - акмезона - максимально широкое географическое распространение, «расцвет» - биозона

Метод руководящих комплексов. Комплексная зона

Комплексная зона выделяется по совокупности распространения каких-то нескольких видов, которые можно проследить в нескольких разрезах.

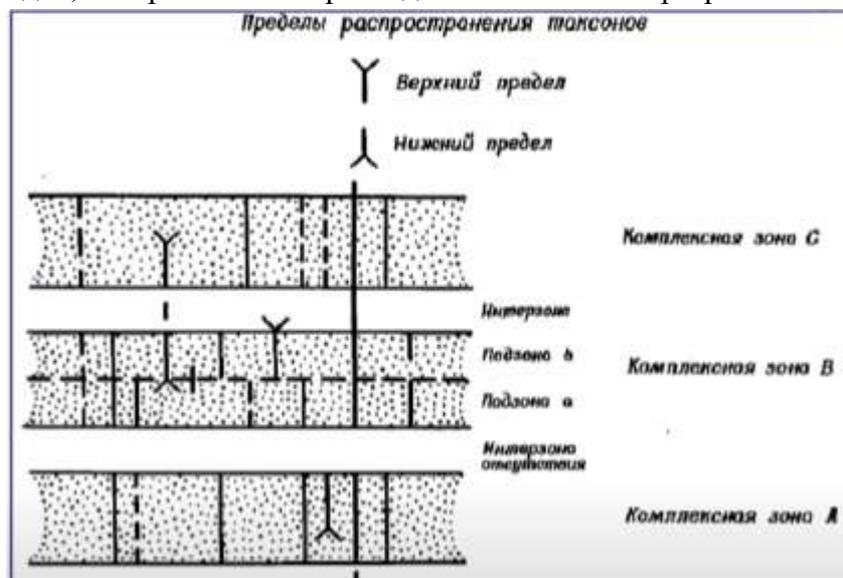


Рис. 2.8. Метод руководящих комплексов

Недостатки: в природе не существует абсолютных космополитов – таких форм фаун, которых можно встретить в любом месте. Зависимость от условий среды обитания (экозоны).

Явление рекуррентности – одновременность появления-вымирания руководящих форм в связи с миграцией организмов.

Палеоэкологический метод. Экозона

Метод выделения экзон отражает прижизненную экологическую ассоциацию или тафономические особенности ориктоценоза.

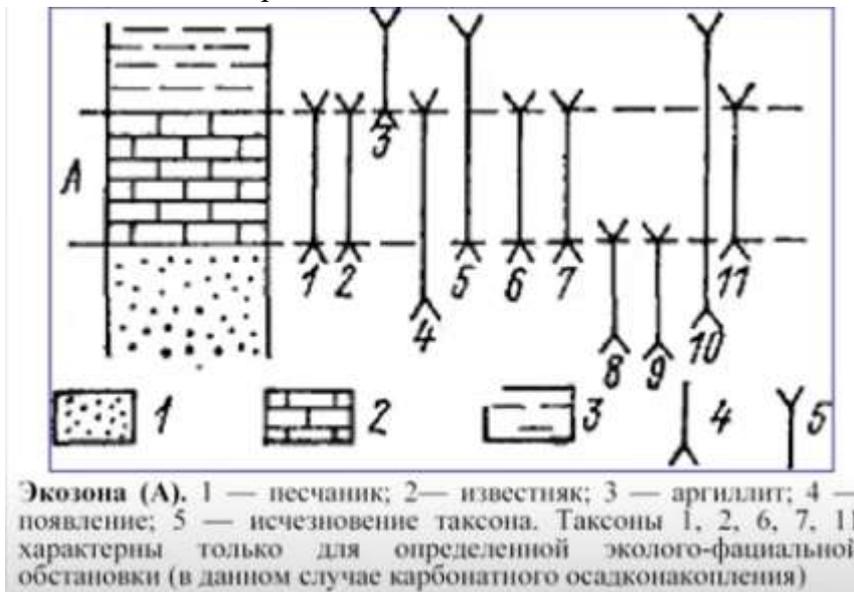


Рис. 2.9. Палеоэкологический метод. Экозона

При использовании метода желательно отражать количественные соотношения таксонов для того, чтобы учесть экологическую зависимость таксонов или особенности сформированного ориктоценоза.

Филогенетический (эволюционный) метод.

Филогенетический метод основан на особенностях эволюции какого-либо таксона и распространении видов, родственно связанных друг с другом.

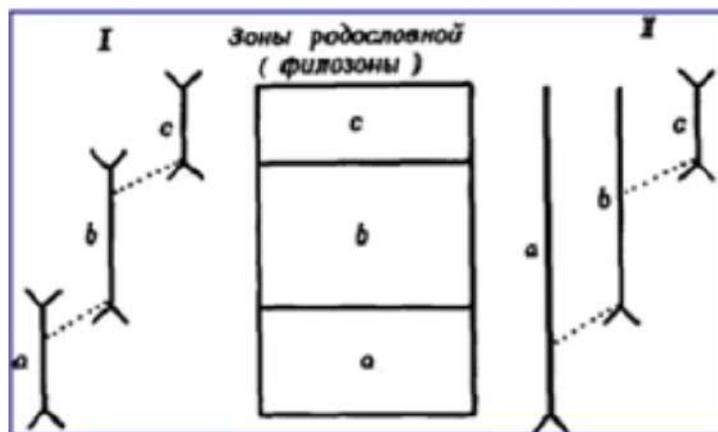


Рис. 2.10. Эволюционный метод

Недостаток: неполнота геологической летописи, т.е. отсутствие остатков ряда промежуточных организмов в слоях изучаемого стратиграфического разреза или отсутствие самих слоев.

Пространственно-временное распространение фоссилий

Важно отметить, что границы биостратиграфических зон могут быть *диахронны*, т.е. проследиваться в разных разрезах не на одном и том же временном уровне.



Рис. 2.11. Схема распространения планктонных микрофоссилий по времени и палеоширотам (Loutit et al., 1988)

Причиной этого может быть миграция организмов из-за изменений условий среды обитания.

Основной составляющей стратиграфии в целом, стратиграфического расчленения и корреляции разрезов является совместное использование литологического и палеонтологического методов. Любое литостратиграфическое подразделение, хоть и являясь самостоятельным, должно быть охарактеризовано, чтобы определить относительный возраст.

2.3. Геологические (непалеонтологические) и геофизические методы

Собственно геохимический метод

Собственно геохимический метод основан на изучении характера распределения и миграции химических элементов в земной коре и применяется для литологически однородных толщ (морские сульфатно-карбонатные, кремнистые, вулканогенно-кремнистые, некоторые обломочные отложения).

Границы геохимических (стратиграфических) подразделений выделяются по существенным изменениям в соотношениях тех или иных элементах.



Рис. 2.12. Распределение химических элементов в терригенном триасе Северо-Востока России (Практическая стратиграфия, 1984). Кривые: 1 - концентрации, 2 - дисперсии

Метод стабильных изотопов

Изотопный состав определяется по формуле, где ст. – стандарт, обр. – исследуемый образец:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\text{обр.}) - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\text{ст.})}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}(\text{ст.})} \cdot 10^3$$

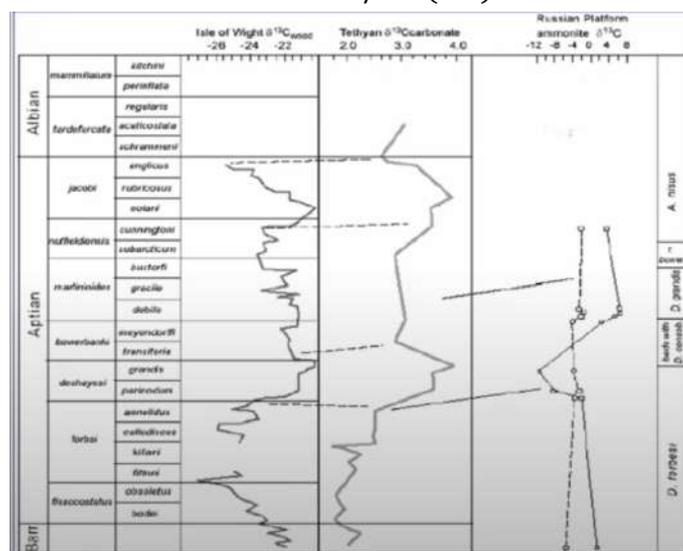


Рис. 2.13. Корреляция на основе стабильных изотопов
 Далее строятся графики (рис. 2.13).

Существуют два стандарта:

- PDB (PeeDee Belemnite);
- SMOW (Mean Ocean Water Standard).

Считается, что изотопный состав в этих стандартах наиболее осредненный.

Наиболее интересные для этого метода карбонатные породы.

Изотопный состав атмосферы меняется за несколько тысяч лет, т.е. изохронно в масштабе геологического времени. Эти изменения могут являться хорошим маркером одновременности какого-либо события, которое и привело к изменению изотопному составу. Обычно для кислорода – это температурные изменения, для углерода – изменения биопродуктивности океана. Эти быстрые изменения фиксируются в составе карбонатов.



Рис. 2.14. Изотопный состав атмосферы

Изотопы	Концентрация, %
O^{16}	99.757
O^{17}	0.038
O^{18}	0.205

Рис. 2.15. Фракционирование изотопов кислорода

Примером глобальной корреляции служит следующая карта кривых (рис. 2.16). В правом верхнем углу на карте видно, что разрезы расположены далеко друг от друга. Тем не менее по изменениям в изотопном составе их можно сопоставить. Это один из уникальных методов, который необходим для изохронной корреляции разрезов.

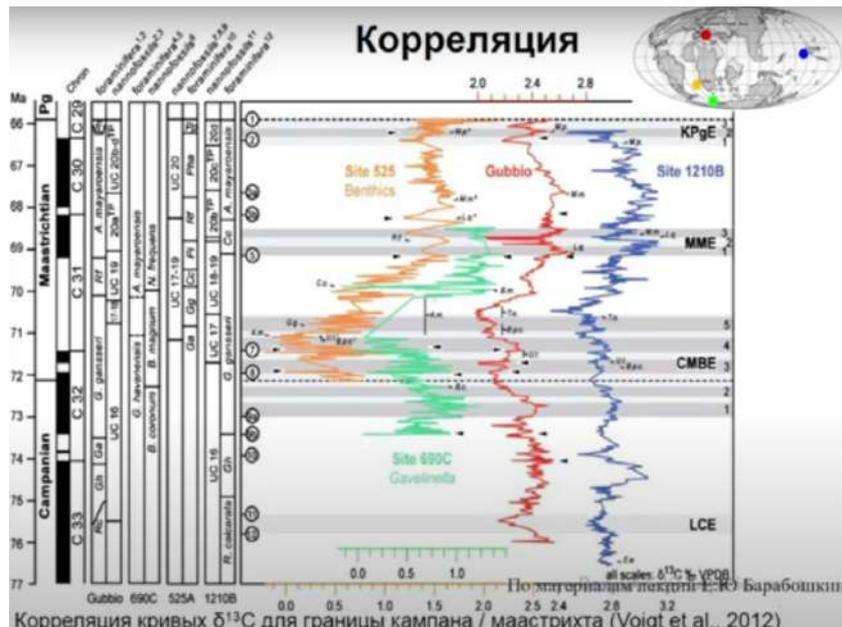


Рис. 2.16. Корреляция кривых $\delta^{13}\text{C}$ для границы кампана/маастрихта.

На рисунке 2.17. показано соотношение изотопов для некоторых других изотопов:

- Соотношение изотопов серы отражает степень аэрации придонной воды, скорость седиментации и интенсивность сульфатредукции.
- Соотношение изотопов стронция характеризует колебания водного стока с континентов.
- Соотношение изотопов кислорода является косвенным отражением температурных колебаний.
- Соотношение изотопов углерода характеризует биопродуктивность пелагиали.

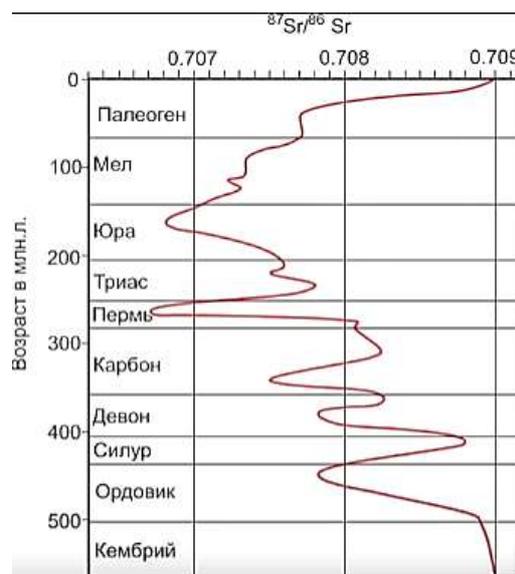


Рис. 2.17. Кривая соотношения изотопов Sr от кембрия до палеогена

Геофизические методы

Геофизические методы широко применяются в стратиграфии. Один из наиболее популярных методов, которые используются при бурении скважин. – это ГИС методы, или каротаж.

Каротаж – измерение вдоль ствола скважины физ. свойств горных пород, а также физических полей (естественных или искусственно создаваемых в скважинах):

- электрический;
- радиоактивный (ядерный);
- акустический;
- магнитный и др.

Преимущество: не надо отбирать керн при бурении скважин = дешевле.

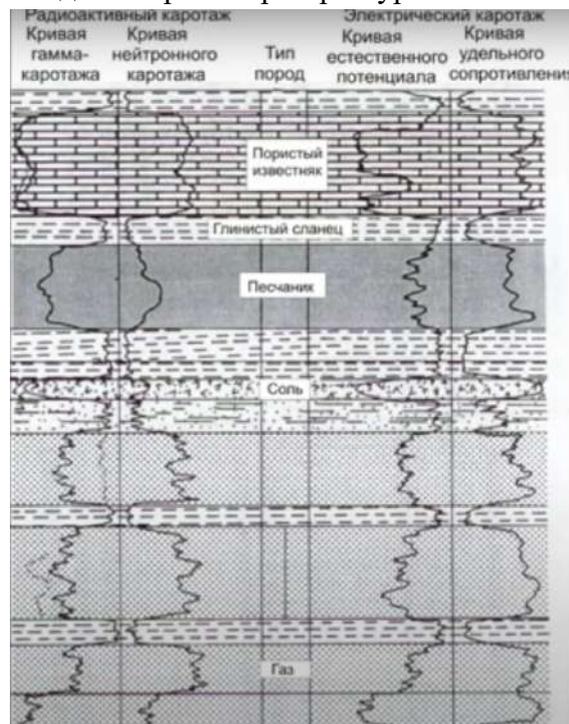


Рис. 2.18. Кривые радиоактивного и электрического каротажей

Обычно используется не один метод, а измеряется сразу несколько свойств горных пород. Таким образом, существует возможность расчлнить разрез в скважине на ряд слоев/пород, которые обладают разными свойствами, не отбирая керн при бурении.

После получения каротажных диаграмм, которые показывают поведение породы в стенке скважины, необходимо их проинтерпретировать. В этом состоит одна из сложностей этого метода: не всегда корректно можно проинтерпретировать данные. Так или иначе, свойства пород зависят от разных свойств пород, которые можно привязать к составу пород: пористость, водонасыщенность, нефтенасыщенность, плотность, насыщенность породы радиоактивным веществом.

В частности, после интерпретации состава по ГИС данным можно строить различные фациальные профили и смотреть на соотношения выделенных пластов в разрезе (рис. 2.19). Таким образом, можно скоррелировать, например, береговую систему по электрокаротажу. На рисунке видны морские фации, континентальные и песчаные фации береговой линии.

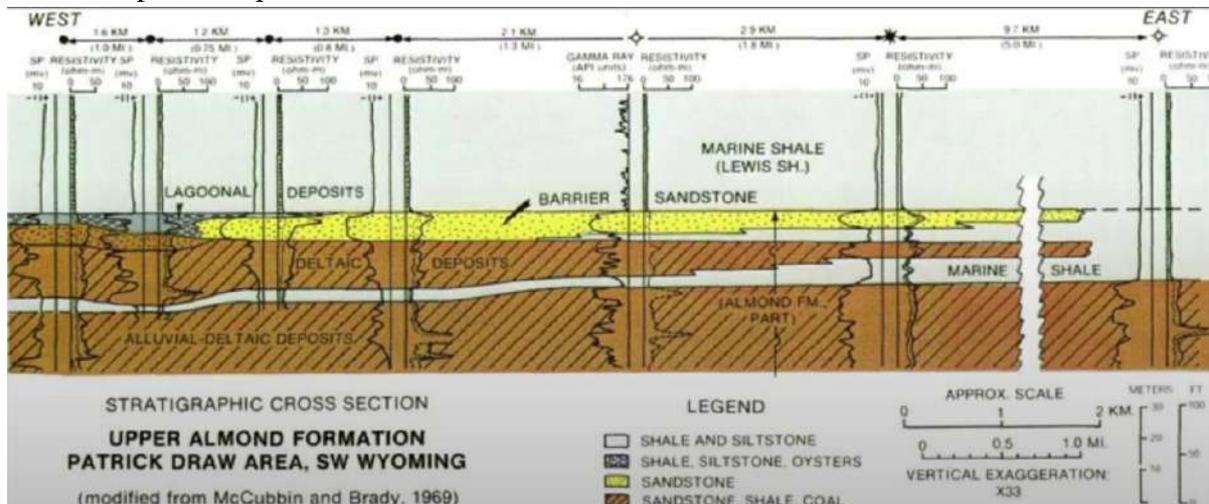


Рис. 2.19. Месторождение Patrick Draw

Достоинства каротажа:

- получают сведения о строении разреза, недоступного для непосредственного наблюдения;
- может быть дополнен получением керна;
- обеспечивает местную, реже региональную корреляцию.

Недостатки:

- изучаются не сами породы, а только геофизические поля;
- только литологическая интерпретация;
- на качество сильно влияет качество техники, записи, программной обработки, квалификация специалиста;
- проблема интерпретации.

Следующим методом в ряду геофизических методов является **магнитостратиграфический метод.**

Метод основан на известных положениях:

- Земля - дипольный магнит и была таковой в геологическом прошлом;
- Земля неоднократно меняла положение полюсов – *инверсия* магнитного поля.

При изучении океанического дна было открыто, что в центральной части океанического дна присутствуют срединно-океанические хребты (подводные горы), относительно которых в разные стороны расходятся т.н. полосовые магнитные аномалии (рис. 2.20). Кроме того, было высказано предположение, что полосовые магнитные

аномалии могли образоваться в силу того, что океанический хребет прирастает порциями магмы, происходит вулканизм в центральной части (спрединг), в этом процессе магма сохраняет в себе информацию о направлении векторе того магнитного поля, во время которого она формируется. Поэтому получаются полосы то прямой, то обратной намагниченности. Т.е. некоторые осадочные и вулканогенные породы содержат ферромагнитные минералы, которые способны намагничиваться по линиям магнитного поля Земли в момент своего образования.

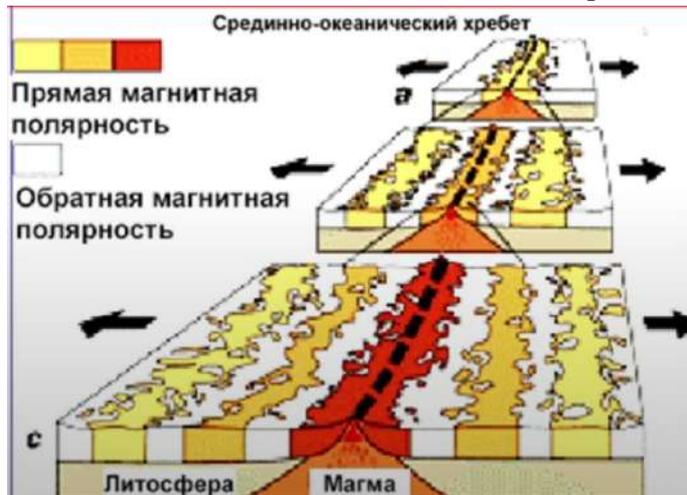


Рис. 2.20. Полосовые магнитные аномалии и магнитная полярность

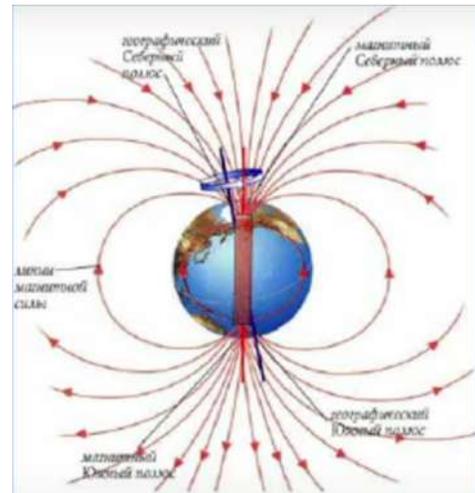


Рис. 2.21. Магнитное поле Земли

Ограничения:

- содержит интервалы лишь прямой и обратной намагниченности – нет уникальности (сопоставление одновозрастных разрезов): исходя из исследований дна океанов и образований на суше древних отложений, было выделено ряд интервалов с прямой (черный цвет на шкале) и обратной (белый цвет на шкале);
- проблема перемагничивания – магнитные минералы начинают фиксировать магнитное поле при определенной температуре, если эта температура менялась несколько раз или происходило химическое воздействие (например, перекристаллизация), то вектор намагниченности может меняться и это тоже необходимо учитывать;
- зависит от качества аппаратуры и проч.

Преимущества:

- частое явление (в течение фанерозоя - более тысячи подобных инверсий);
- выделяемые палеомагнитные горизонты являются глобальными и изохронными (смены полярности ~10 тыс. л.).

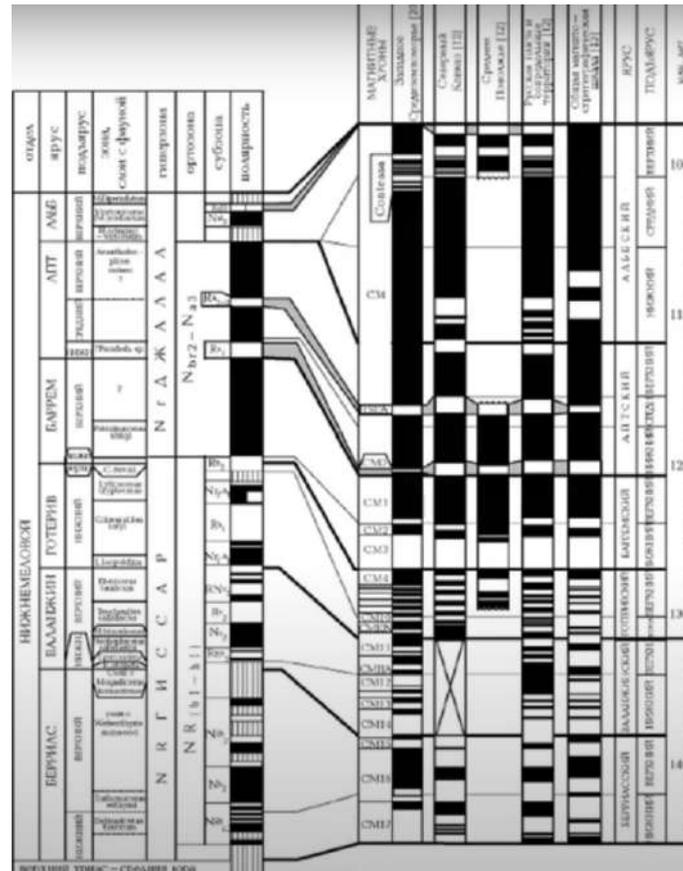


Рис. 2.22. Палеомагнитная шкала Крыма и ее сопоставление с общей шкалой

Сейсмостратиграфический метод основан на непрерывном сейсмопрофилировании, изучении сейсмической картины, созданной при прохождении сейсмических волн через различные породы с разной скоростью.

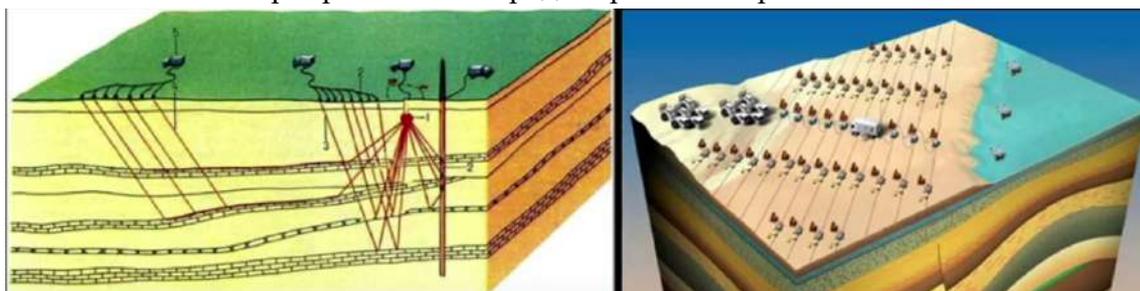


Рис. 2.23. 2D (слева) и 3D (справа) съемка. 1 - место взрыва; 2 – сейсмоприёмники; 3, 4 - отраженная волна; 5 – сеймостанция.

Сейсмостратиграфический метод начал развиваться в послевоенное время в 20 веке и все технологии были направлены на исследования океанов, шельфовой части. В этом время стала активно развиваться наземная сейсмика и было получено огромное количество материалов по строению верхней части земной коры.

Источником сейсмических волн могут быть не только искусственно возбужденные взрывы, но и крупные землетрясения. После возбуждения сейсмических волн, они

проходят через слоистую толщу и от каждой поверхности происходит отражение волны. Все отражения впоследствии принимаются сейсмоприемниками. Таким образом, получается сейсмическая картина.



Рис. 2.24. Сейсмический временной разрез

По этому профилю можно выделить геометрию тел и интерпретировать тип границ. В центральной части наблюдается явное несогласие, когда с одной стороны происходит прилегание, а с другой стороны налегание более молодых отложений на более древние. В нижней части присутствуют отдельные геологические тела, вероятно, карбонатные рифы.



Рис. 2.25. Интерпретация сейсмического разреза

Сейсмические методы имеют следующие *достоинства*:

- дают представление о форме геологических тел и их структурных соотношениях;

- обеспечивает региональную корреляцию.

Недостатки:

- изучаются не сами породы, а только геофизические поля;
- невозможно использование в случае слоев с одинаковыми свойствами и в случае сложноскладчатой структуры;
- зависит от качества аппаратуры, сейсмозаписи и ее обработки (сложности на границе суша-море, в горах и др.);
- проблема интерпретации.

Секвентная стратиграфия

Секвенция – геологическое тело ритмичного строения, образовавшееся в результате одного эвстатического цикла. *Эвстатический цикл* – это трансгрессия (наступление моря) + регрессия (отступление моря)

Эвстазия - глобальное изменение уровня моря, причиной которого является изменение объема воды или резервуаров Мирового Океана

Типы эвстазий:

- гляциоэвстазия - таяние / расширение ледников;
- тектоноэвстазия - поднятие / опускание дна океанов;
- вулканоэвстазия - выделение воды при вулканических извержениях (до 3% от массы изверженного вещества).

В основе секвентной стратиграфии лежит гипотеза циклического относительного изменения уровня моря, что четко отражается в изменениях условий осадконакопления на континентальных окраинах и фиксируется в смене отложений. Каждый цикл включает медленный относительный подъем, период стабилизации и быстрое понижение уровня моря. При сильном повышении уровня моря почти все осадки накапливаются на шельфе. При резком понижении уровня море покидает шельф, который подвергается размыву. Осадки накапливаются на континентальном склоне и прилегающей к нему абиссальной равнине.

Рассмотрим подробнее как происходит эвстатический цикл:

1. Усиление эрозии, возникновение перерывов.
2. На втором этапе происходит затопление шельфа, перестают работать процесс эрозии, усиление осадконакопления, маломощные разрезы на мелководье.

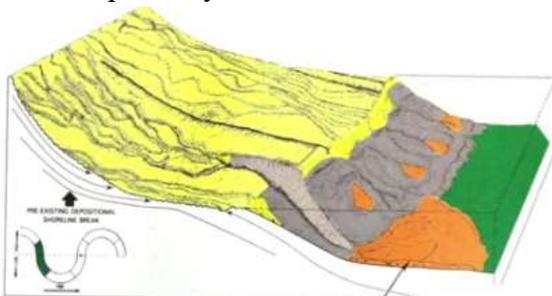


Рис. 2.26. Эвстатический цикл (этап 1)

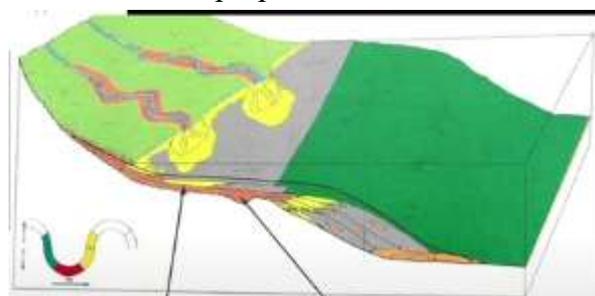


Рис. 2.27. Эвстатический цикл (этап 2)

3. Выработка профиля выравнивания, усиление осадконакопления, мощные разрезы.

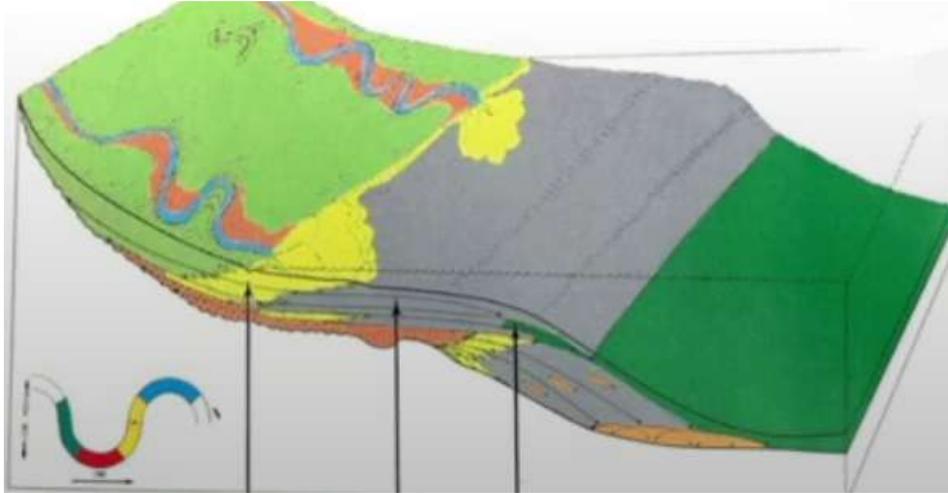


Рис. 2.28. Эвстатический цикл (этап 3)

Достоинства:

- обеспечивает глобальную корреляцию;
- изохронность корреляций выдерживается не всегда;
- обеспечивает корреляцию разнофациальных отложений т.ч. морских и континентальных).

Недостатки:

- проблема датировки и интерпретации границ;
- проблема соотношения глобальной эвстатики и региональной / локальной тектоники.

Структурный метод

В основе метода - идея об одновозрастности проявления интенсивных тектонических движений и деформаций.

Широко используется при выделении и сопоставлении крупных стратиграфических подразделений, особенно при изучении докембрийских образований.

Недостаток: поверхности несогласий далеко не всегда изохронны. Т.е. этот метод нельзя использовать в качестве глобальной корреляции.

Климатостратиграфический метод

Климатостратиграфический метод основан на понятии о климатическом цикле, который состоит из четырех стадий:

- тепло-сухо;
- тепло-влажно;
- холодно-влажно;
- холодно-сухо.

Наиболее эффективен для разделения и корреляции плиоценовых и четвертичных отложений и в основном проводится для областей со стабильным тектоническим режимом.

Методы сопоставления разрезов континентальные отложения

Континент – это область размыва и эрозии, осадконакопление в пределах континента случается редко. Осадконакопление на континенте происходит локально – в речных/озерных обстановках. Рассмотрим несколько положений, которые нужно учитывать:

- Зона перехода континентальных отложений в морские;
- По возрасту покрывающих и подстилающих слоев;
- Наличие маркирующих горизонтов;
- Спорово-пыльцевой анализ;
- Палеомагнитный метод.

Относительный возраст магматических пород

Магматические породы не содержат органических остатков – относительный возраст определяется исходя из взаимоотношений с осадочными породами.

Для определения относительного возраста слоистых вулканических и вулканогенно-осадочных пород применяют общие принципы стратиграфического расчленения и корреляции.

Для определения относительного возраста интрузивных тел применяется методика по соотношению с прорываемыми и перекрывающими породами + абсолютная геохронология.

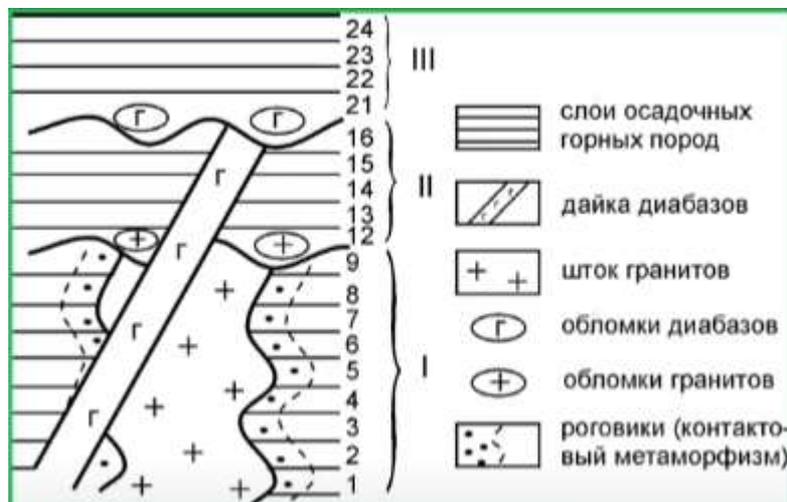


Рис. 2.29. Геологический разрез

Лекция 3. Методы стратиграфии (продолжение). Абсолютная геохронология

3.1. Методы стратиграфии

Событийная стратиграфия

Событийная стратиграфия опирается на события в геологии, которые были запечатлены в геологической летописи и имеют достаточно определенные свойства для того, чтобы их можно было обнаружить в разрезе.

Геологическое событие (ГС) – это кратковременное глубокое или катастрофическое прекращение непрерывности процесса (O. Walliser). Геологическое событие должно обладать очевидной выразительностью и кратковременностью (не более 1/100 общей продолжительности рассматриваемого промежутка времени, длится от 10 тыс. до 10 млн лет). Такие геологические события происходят одновременно, проявлены глобально.



Рис. 3.1. Otto Heinrich Walliser (3.03.1928-30.12.2010)

Выделяют события:

- биотические (массовые и малые вымирания);
- седиментологические (перерывы, турбидиты, инундиты, темпеститы, битуминозные и пепловые прослой и т.п.);
- геохимические (яркие глобальные изотопные аномалии);
- космические (тектиты) и другие.

Характерными событиями являются импактные события - падения крупных космических тел. Пример: прослой, обогащенный космогенным иридием и платиноидами на рубеже К/Pg присутствует во всех непрерывных разрезах на Земле.

На схеме точками обозначено множество разрезов, в пределах которых находят следы от падения метеорита. Самый большой след от падения метеорита находится на севере полуострова Юкатан. Рассеянные элементы, поднявшись постепенно в атмосферу, выпадали, и теперь их следы можно обнаружить практически по всему миру.

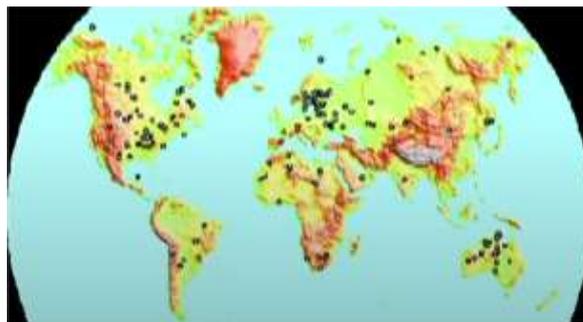


Рис. 3.2. Карта следов падения метеорита

Другой пример субглобальных событий – это бескислородные (аноксидные) события – обеднение вод Мирового океана кислородом и накопление большой массы органического углерода. Особенно характерны: мезозойские ОАЕ (Ocean Anoxic Events). С их помощью можно сопоставлять достаточно удаленные друг от друга геологические разрезы (рис.3.3).

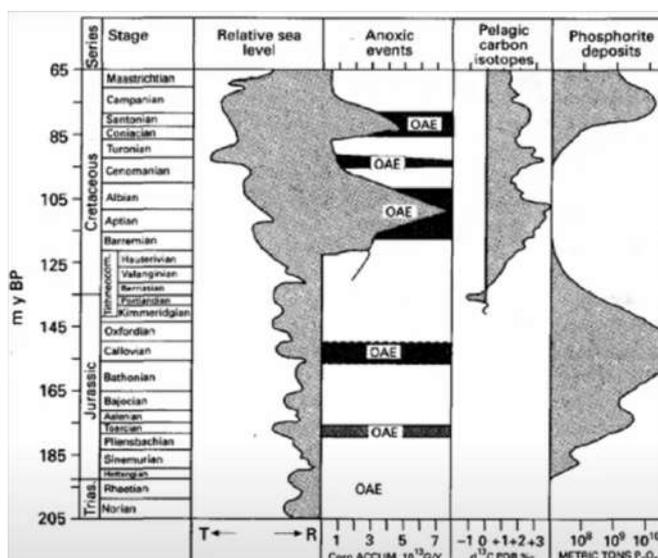


Рис. 3.3. Сопоставление разрезов по бескислородным событиям

Также, характерным примером глобальных событий является массовые вымирания в органическом мире. Наиболее крупных массовых вымираний в истории было выделено несколько. Все они указаны на временной шкале (рис.3.4).

Представление о массовых вымираниях и об их ранжировании в геологии ввел Д. Сепковски.

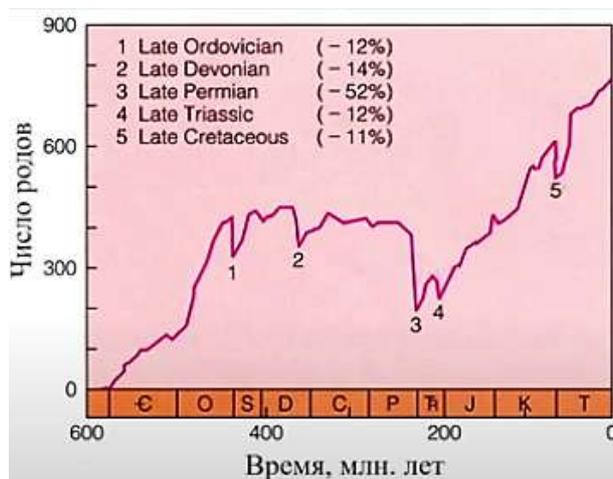


Рис. 3.4. Массовые вымирания в палеонтологической летописи

Методы событийной стратиграфии имеют следующие достоинства:

- обеспечивают местную, региональную, реже - глобальную корреляцию;
- изохронность корреляций как правило, выдерживается;
- могут обеспечивать корреляцию разнофациальных отложений (в т.ч. морских и континентальных)

Недостатками этого метода являются:

- проблема опознавания событий;
- кратковременность событий, низкий потенциал сохранности;
- часто индивидуальные уровни не идентифицируются без помощи других методов (например, биостратиграфии);
- для массовых вымираний - проблема разной скорости эволюции.

3.2. Международная стратиграфическая шкала

В прошлом параграфе были рассмотрены разные методы стратиграфии, которые направлены на такие задачи, как расчленение и корреляция разрезов горных пород, сопоставление и составление свободного разреза. Описанные реальные выделенные слои будут сопоставлены с единицами международной стратиграфической шкалы. На рисунке 3.5. показана последняя версия международной стратиграфической шкалы 2020 года.

Международная стратиграфическая шкала отражает максимально полную последовательность слоев, слагающих разрез стратисферы, имеет составной характер.

Функция шкалы – создать основу для сравнения возрастов. С помощью шкалы определяется относительный геологический возраст конкретного стратона.

В настоящее время подразделения шкалы должны иметь комплексное обоснование, а их границы должны быть международно утверждены (Gradstein, 2004).

Для глубокого докембрия (AR, PR₁) используются резкие изменения состава пород и степени их метаморфизма, главную роль играет изотопно-геохронологическое датирование.

Для позднего докембрия и фанерозоя (PR₂-PhZ) в основном используются ярко и наглядно выраженные, быстро протекающие и необратимые проявления эволюции органического мира.

Для четвертичного периода – климатостратиграфия.



Рис. 3.5. Международная стратиграфическая шкала



Рис. 3.6. Felix M. Gradstein (2000-2008 возглавлял ICS)

Современная международная геохронологическая шкала в качестве «общей стратиграфической классификации» была принята в 1881 г. на II сессии Международного геологического конгресса в г. Болонья (Италия). По праву приоритета стратиграфическая шкала Европы была признана международным стандартом, с которым стали проводить корреляцию стратиграфических подразделений различных регионов мира.

Впоследствии, были приняты общие стратиграфические шкалы.

Общая стратиграфическая шкала (ОСШ) – совокупность общих стратиграфических подразделений (в их полных объемах), расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности. Служит для определения стратиграфического положения подразделений всех других категорий и видов. ОСШ утверждается Межведомственным стратиграфическим комитетом России и обязательна для использования в РФ. По существу, это национальная шкала.

Международная стратиграфическая шкала (МСШ) имеет аналогичную функцию, но утверждается Международной комиссией по стратиграфии (ICS), а затем Международным союзом геологических наук (IUGS).

МСШ служит глобальным хроностратиграфическим эталоном, линейкой, представляющим собой временную шкалу.

В нашей стране был учрежден комитет, который выпускает стратиграфический кодекс – свод правил, определяющий выделение и наименование стратиграфических подразделений.

Каждому стратиграфическому подразделению соответствует свой временной аналог. Наиболее крупными подразделениями общей стратиграфической шкалы являются акротемы. *Акротема* – совокупность отложений, которые накапливаются на протяжении акрона.

В качестве акротем в общей стратиграфической шкале выделяются архей и протерозой. Их продолжительность составляет первые миллиарды лет. В составе акротем выделяются эонотемы. Продолжительность эонотем составляет порядка миллиарда лет и сотен миллионов лет. К ним относятся подразделения архея, протерозоя и фанерозоя. Название подразделений является составным и означает отношение к появлению жизни на Земле. Границу наиболее древних подразделений проводят по появлению органической жизни. Помимо названий у подразделений «Архей» и «Протерозой» можно встретить из общее название «Докембрий» или «криптозой».

Составными частями эонов являются эры. В фанерозое выделяются три эры: палеозойская, мезозойская и кайнозойская. Названия этим эрам дается по эволюции органического мира. Продолжительность эр составляет сотни миллионов лет. В составе эра-тем выделяются системы. Система – это отложения, которые накопились на протяжении периода. Всего выделяют 12 систем в составе всего фанерозоя. Продолжительность периода накопления систем составляют порядки десятков миллионов лет. Названия системам давались различным образом: какие-то системы были названы по географическим местностям, где были описаны те или иные отложения; некоторые системы получили название от племен, которые когда-то жили в той местности; некоторые системы (каменноугольная, меловая) получили свое название от специфических отложений, которые в это время широко накапливались.

В пределах систем формируются отделы. *Отделы* – отложения, которые формируются на протяжении эпохи. Продолжительность эпохи – десятки миллионов лет. Именуются они по своему положению в пределах периода. В стратиграфическом

подразделений – это могут быть нижний, средний и верхний отделы, или только нижний и верхний отделы. Если речь идет об эпохах, то это будут ранняя, средняя и поздняя эпохи.

Наиболее мелкими подразделениями шкалы являются яруса. *Ярус* – это стратиграфическое подразделение, обозначающее отложения, накопленные в течение века. Обычно продолжительность века до 7 – 8 миллионов лет. Наименование ярусам дается по местности, где расположен стратотип подразделения. Стратотип должна иметь и граница стратиграфического подразделения.

Таким образом, имеем основные стратиграфические подразделения (табл. 3.1):

Таблица 3.1. Основные стратиграфические подразделения.

Общие	Региональные	Местные
Акротема	Горизонт	Комплекс
Энотема	Лона (провинциальная зона)	Серия
Эратема	Слои с географическим названием	Свита
Система		
Отдел		
Ярус		
Зона		
Звено		

Частные стратиграфические подразделения:

- Биостратиграфические - биостратиграфические зоны различных видов, ареальные зоны;

Специальные (вспомогательные) стратиграфические подразделения:

- Литостратиграфические – толща, пачка, пласт (слой), маркирующий горизонт;
- Биостратиграфические – слои с фауной или флорой;
- Морфолитостратиграфические – органогенные массивы, олистостромы, клиноформы;
- Климатостратиграфические – климатолит, стадиал;
- Магнитостратиграфические – магнитозоны различного ранга;
- Сейсмостратиграфические – сейсмокомплексы.

Общие стратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, время формирования которых соответствовало определенному этапу геологической истории Земли.

Определение возраста: докембрий радиогеохронологические методы, фанерозой – биостратиграфия.

Региональные стратиграфические подразделения.

Горизонт (геохронологическое время) – основное региональное подразделение, прослеживается на всей площади региона и характеризуется определенным комплексом

литологических и палеонтологических признаков. Называется по месту, где располагается его стратотип.

Составляющей частью горизонта является лона.

Лона, провинциальная (локальная) зона (геохр. время) – часть горизонта, устанавливается по комплексу фауны и флоры, характерному для данного региона, и отражает определенную фазу развития населявшего его органического мира. Лона должна иметь стратотип, содержащий зональный комплекс, и ее название происходит от вида-индекса.

Местные стратиграфические подразделения – толщи пород, выделяемые в основном по литологическому составу.

Они должны иметь ясно выраженные границы и относительно широкое распространение. Это реально существующие и картируемые тела. Их выделение не зависит от того, как они сопоставляются с подразделениями общей шкалы, и они не заменяются этими подразделениями.

Свита – основная единица местной шкалы, толща пород, образованных в определенной физико-географической обстановке. Может состоять из однородных пород или из переслаивания их нескольких типов.

Особенности:

1) наличие устойчивых литологических признаков на всей площади распространения;

2) четкая выраженность границ;

3) соответствие обособленному этапу геологического развития района.

Возрастной объем свиты может изменяться от места к месту. Название - по географическому местонахождению стратотипа.

Серия – достаточно мощная и сложная по составу толща горных пород, объединяющая несколько свит, для которых имеются какие-то общие признаки:

1) сходные условия образования;

2) преобладание определенных типов горных пород;

3) близкая степень деформаций и метаморфизма и т. д.

Комплекс – самое крупное местное стратиграфическое подразделение, чаще применяемое при расчленении докембрия. Имеет большую мощность, сложный состав, сформирован в течение крупного этапа развития. На границе комплексов часто наблюдаются крупные несогласия, скачки метаморфизма горных пород. Имеет географическое название по характерному месту его развития.

К другим стратиграфическим подразделениям относятся:

- Стратиграфические подразделения частного обоснования включают категории биостратиграфических зон разных видов. Они имеют локальное распространение, их выделение обосновывается только палеонтологически.
- Вспомогательные стратиграфические подразделения не имеют строгого соподчинения, не являются обязательными, но в то же время могут

способствовать расчленению и сопоставлению отложений, в которых еще не обнаружены ископаемые остатки организмов, позволяющие установить основные или частные стратиграфические подразделения.

3.3. Проблемы стратиграфии

К важным проблемам стратиграфии относят:

- Стратиграфические перерывы;
- Изохронность / диахронность корреляций;
- Корреляция морских и континентальных отложений (разнофациальных толщ);
- Глобальная корреляция;
- Выбор стратотипа;
- Стратиграфическая шкала докембрия;
- Региональная геологическая история и национальные традиции.

3.4. Абсолютная геохронология

Абсолютная геохронология дает информацию о том, сколько лет назад образовалась порода. В основе лежит представление о:

1. процессах, проявляющихся периодически;
2. временной цикл известен и постоянен.

Термин «абсолютный» здесь является относительным:

- погрешность в методиках изучения;
- единица летоисчисления, применяемая в абсолютной геохронологии - астрономический год (период обращения Земли вокруг Солнца) - в геологической истории Земли не оставалась постоянной.

Седиментометрический метод

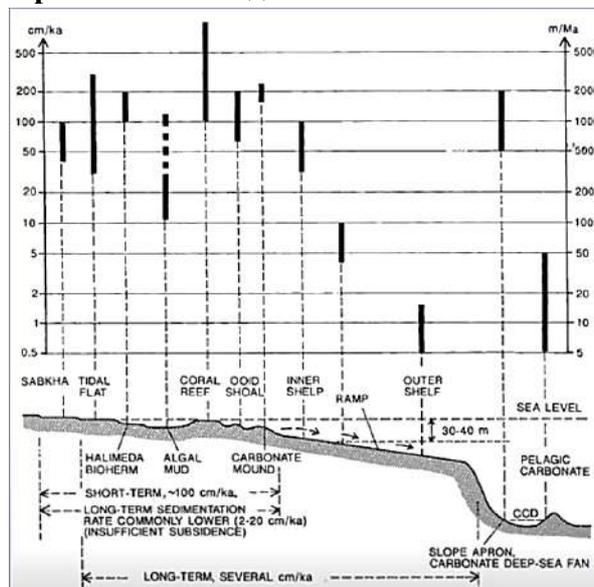


Рис. 3.7. Схема примерной скорости осадконакопления для различных образований карбонатной платформы

Зная скорость осадконакопления и мощность отложений, рассчитывается продолжительность процесса осадконакопления.

Подобные средние скорости осадконакопления были посчитаны и сведены в монографии Кукала (рис. 3.8).

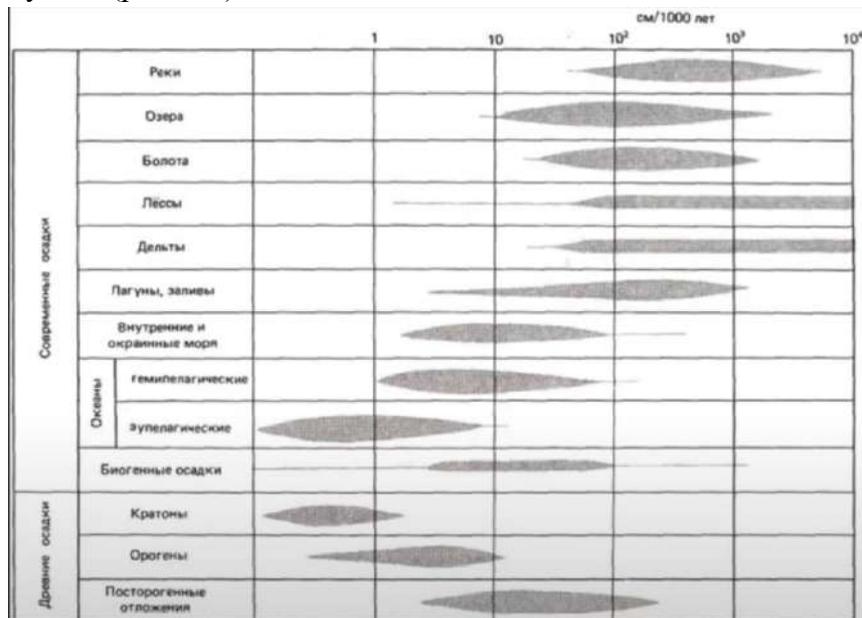


Рис. 3.9. Скорость седиментации в разных условиях. Даны предельные и наиболее характерные значения скорости (Кукал, 1987)

Нужно учесть, что, зная скорость осадконакопления и посчитав мощность отложений, необходимо ввести поправочный коэффициент на уплотнение осадков и превращение его в горную породу.

Ритмостратиграфический метод

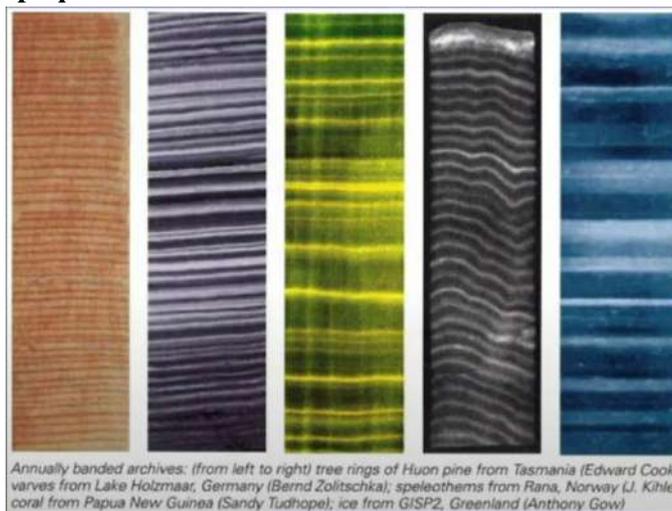


Рис. 3.10. Сезонные и другие периодические образования

Слева на право:

1. Древесные кольца;
2. Варвы;
3. Сталактиты;
4. Кораллы;
5. Лед Гренландии.

Ритмостратиграфический метод учитывает продолжительность формирования элементов циклически построенных толщ горных пород.

В частности, если рассмотреть слой глин, то темный слой и светлый слой накапливаются в течение 1 года. Посчитав количество пар темного и светлого прослоя, можно сказать за сколько лет накопилась там или иная тоща пород.

Частным случаем ритмостратиграфии является *метод ленточных глин (варв)*. Сезонное накопление ленточных глин (варв) в ледниковых озерах. Метод применим к любым типам сезонного осадконакопления.

Другим методом, входящим в ритмостратиграфию, является выделение в разрезах *циклов Меланковича*.

Циклы Миланковича (названы в честь сербского астрофизика Милутина Миланковича) – колебания достигающего Земли количества солнечного света и солнечной радиации на протяжении больших периодов времени. Их причиной являются три эффекта:

- Прецессия земной оси с периодом около 25 800 лет, в результате которой меняется сезонная амплитуда интенсивности солнечного потока на северном и южном полушариях Земли. Сопровождается нутацией;
- Колебания плоскости эклиптики: долгопериодические колебания угла наклона земной оси к плоскости её орбиты с периодом около 42 000 лет;
- Долгопериодические колебания эксцентриситета орбиты Земли с периодом около 100 000 лет.

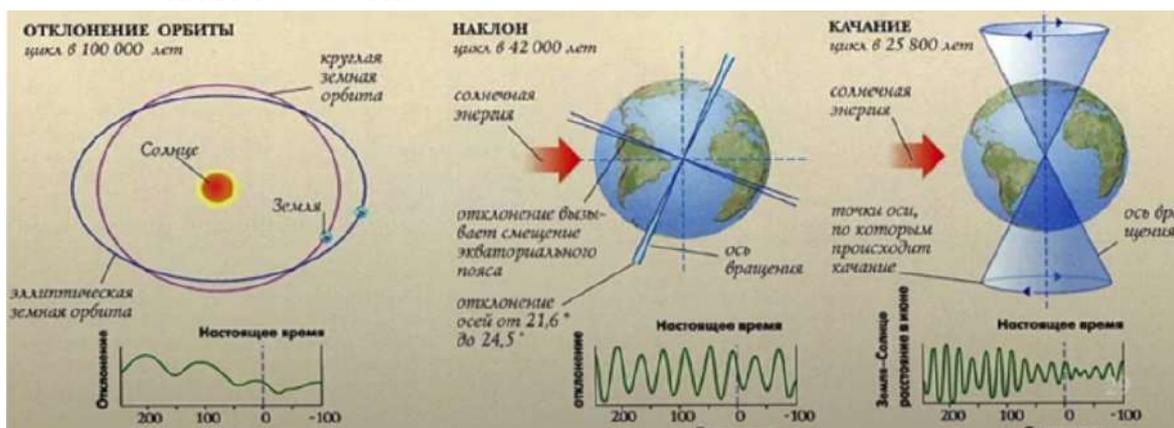


Рис. 3.11. Циклы Миланковича

Радиогеохронологические методы

Радиогеохронологические методы – направление в Науках о Земле, в задачи которого входит определение времени геологических событий методами, основанными на радиоактивном распаде нестабильных изотопов (изотопная хронометрия).

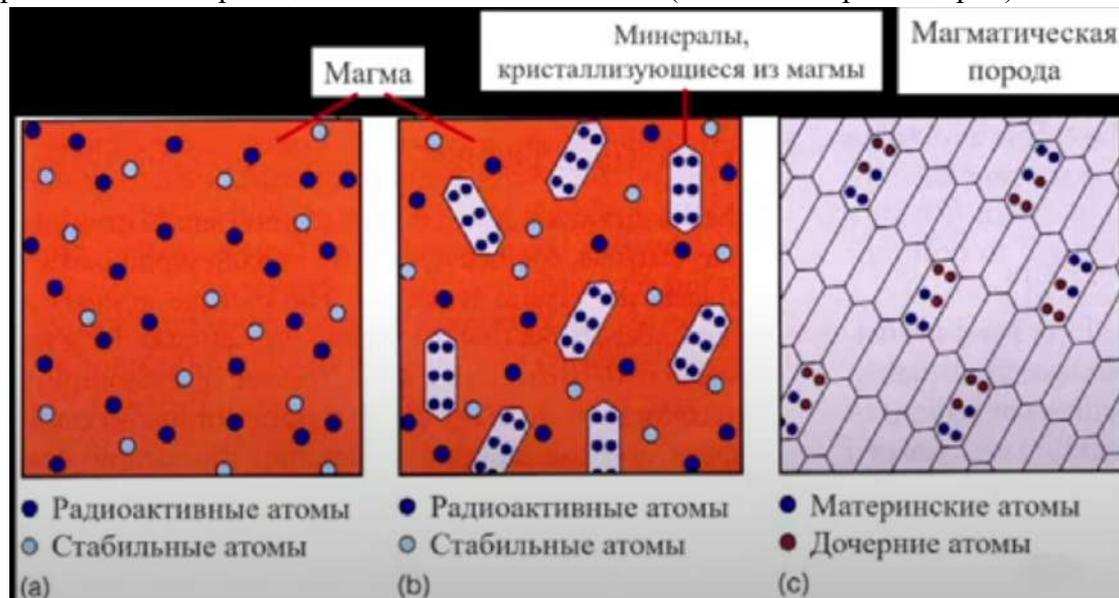


Рис. 3.12. Формирование минералов

На левом рисунке показана несформированная открытая система (например, расплавленная магма): вперемешку с расплавленным веществом находятся как радиоактивные атомы, так и стабильные атомы различных элементов. На центральном рисунке показано, что при остывании магмы, начинают кристаллизоваться минералы и они включают в себя радиоактивные атомы. После остывания магмы, порода сформировалась, система начинает работать. Таким образом, в сформированных минералах остается какое-то количество нераспавшихся радиоактивных изотопов (материнские), а часть атомов распалась с образованием стабильных изотопов (дочерние атомы).

Все методы радиогеохронологии основаны на подсчете соотношений материнских и дочерних атомов. Исходя из этих соотношений и определяется возраст горных пород.

Радиоактивность была открыта на рубеже 19-20 веков. Тогда было выявлено, что:

- самопроизвольный процесс;
- постоянная скорость;
- независим от физико-химических явлений, происходящих в земной коре.

Выделяют несколько типов радиоактивного распада:

- альфа-распад;
- бета-распад;
- электронный захват.

Постоянство скорости распада радиоактивных элементов обосновано теоретически и доказано опытным путем. Она характеризуется периодом полураспада.

Методы дают достоверный результат при условии, что со времени образования минерала или породы не происходило привноса или выноса радиоактивного элемента или продукта его распада.

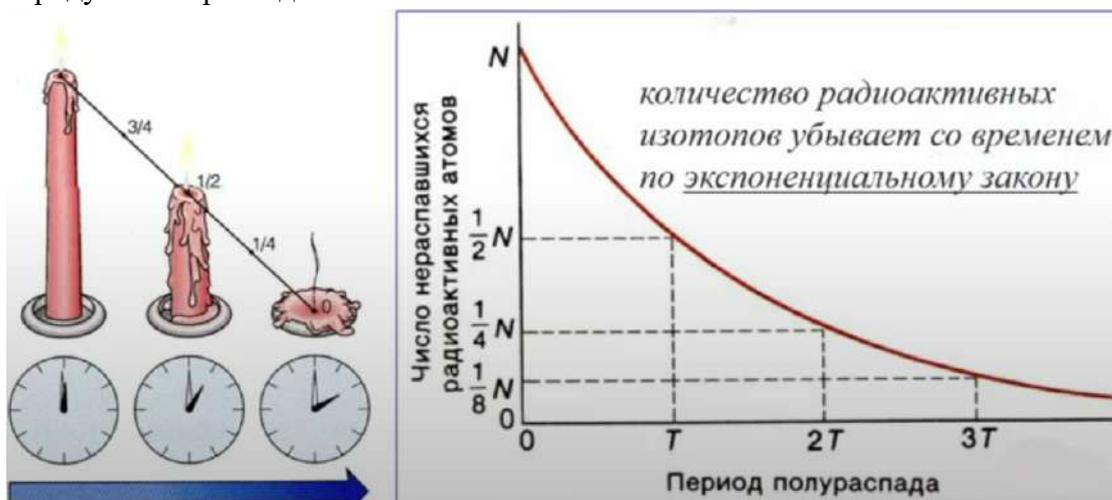


Рис. 3.13. Распад радиоактивных элементов

В настоящее время широко применяются урано-ториево-свинцовый (свинцовый), калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, радиоуглеродный радиометрические методы.

Реакция	Время полураспада, млн. лет	Погрешность, млн. лет	Минералы
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8^4\text{He}$	4 468	$\pm 223,4$ (5%)	уранинит, настуран, монацит, циркон, ортит, колумбит
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7^4\text{He}$	703,8	$\pm 35,19$ (5%)	
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6^4\text{He}$	14 008	$\pm 700,4$ (5%)	
$^{40}\text{K} + e \rightarrow ^{40}\text{Ar} + \beta$	1 300	± 52 (4%)	слюды, полевые шпаты, амфиболы, пироксены, глауконит
$^{40}\text{K} + e \rightarrow ^{40}\text{Ca} + \beta$	1 300	± 52 (4%)	
$^{87}\text{Rb} + e \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta$	48 800	$\pm 1 952$ (4%)	амазонит, лепидолит, биотит, мусковит, микроклин
$^{14}\text{C} + e \rightarrow ^{14}\text{N} + \beta$	5730 лет	± 40 лет (0,7%)	уголь, торф, раковины, сталактиты
$^3\text{H} \rightarrow ^2\text{H} + n$	12,5 лет		вода

Рис. 3.14. Характеристики урано-ториево-свинцового, калий-аргонового, рубидий-стронциевого, радиоуглеродного радиометрических методов

Урано-ториево-свинцовый, свинцовый методы применимы для наиболее древних толщ – докембрий, палеозой; U и Th мало распространены в земной коре (магматические и метаморфические породы).

Калий-аргоновый – осадочные (глауконит) и изверженные породы с возрастом от десятков тыс. до сотен млн лет (фанерозой). Не рекомендуется для метаморфических пород из-за значительных утечек Ag при T выше 300 °C и высоком P.

Рубидий-стронциевый – докембрий, палеозой; кислые и средние докембрийские и фанерозойские магматические и метаморфические породы.

Самарий-неодимовый – глубокометаморфизованные породы раннего докембрия; считается одним из наиболее надежных (наряду с U/Pb по циркону).

Радиоуглеродный – органические остатки или породы с высоким содержанием ОВ не древнее 60-80 тыс. лет.

Также существует *метод треков осколочного деления урана* – во всех минералах, содержащих уран (235U), возникают структурные изменения, фиксирующие пробег осколков от его спонтанного деления его ядер. Возраст минерала есть функция отношения числа треков от спонтанного деления 238U к числу вновь появившихся треков (после облучения образца нейтронами) на единицу площади или объема.

Таблица 3.2. Пределы длительности геохронологических эквивалентов общих стратиграфических подразделений

Общие стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения	Пределы длительности (измеренные) геохронологических подразделений, млн. лет
Акротема	Акрон	До 2000
Эонотема	Эон	1000-570
Эратема	Эра	340-65
Система	Период	80-22
Отдел	Эпоха	40-12
Ярус	Век	15-3
Зона	Фаза	1,5-0,7
Раздел		1,0-0,5
Звено	Пора	0,5-0,2
Степень	Термо(крио) хрон	80-20 (ср.40) тыс. лет

Существует проблема в проведении границ общих стратиграфических подразделений.

Лекция 4. Методы палеогеографии и фациальный анализ

4.1. Фациальный анализ

Рассмотрим основные положения и принципы, на которые опирается метод фациального анализа:

- Принцип униформизма (Дж. Геттон).
- Принцип актуализма (Ч. Лайель).
- Фация (от фр. *facies* - вид, облик; А. Грессли, 1838) – часть слоя одновозрастных пород, отличающихся от соседних литологическим составом и ископаемыми остатками организмов. Отвечает определенным условиям осадконакопления.
- Принцип фациальной дифференциации одновозрастных отложений (принцип Грессли - Реневье).

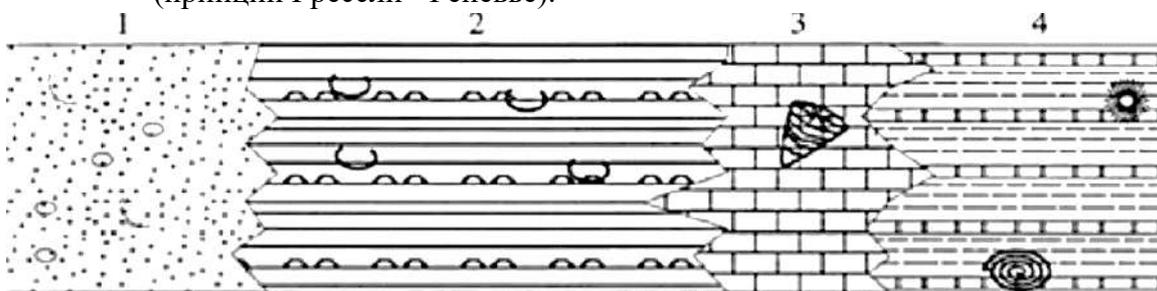


Рис. 4.1. Схема соотношения фаций в пределах слоя. Фации: 1 - песчаники и конгломераты с растительными остатками; 2 - глины с остатками двустворок; 3 - известняки с кораллами; 4 - аргиллиты и кремнистые породы с аммонитами и радиоляриями.

- Закон Головкинского-Вальтера.

Сформулирован Н.А. Головкинским (1868 г.) и, независимо от него, немецким геологом И. Вальтером (1893 г.).

Второе название этого закона – принцип возрастной миграции геологических границ.

В непрерывном разрезе осадочных толщ друг над другом отлагаются осадки, которые могут образоваться рядом на поверхности суши или на дне бассейна седиментации.

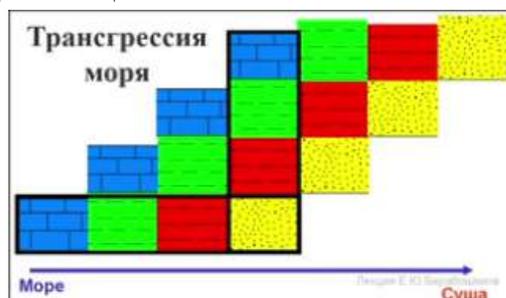


Рис. 4.2. Трансгрессия моря

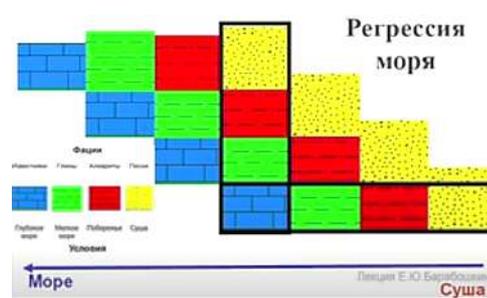


Рис. 4.3. Регрессия моря

Существует проблема при применении литостратиграфического метода для сопоставления толщ пород.

Таким образом вытекает два следствия:

- По вертикальной последовательности отложений можно установить их горизонтальную последовательность.
- В каждом осадочном слое одновозрастными можно считать только те осадки, которые отлагались вдоль береговой линии, древнего бассейна.

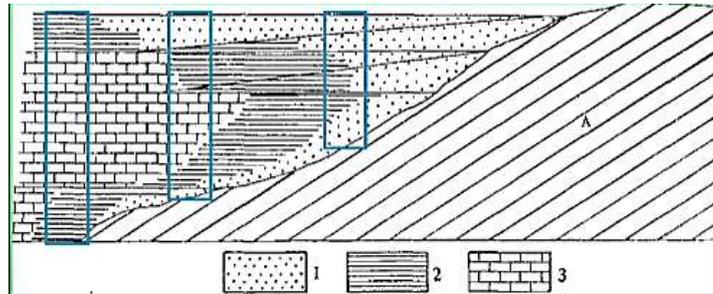


Рис. 4.4. Схема расположения различных типов осадков в морском бассейне при опускании и последующем поднятии дна (закон Головкинского-Вальтера): А - суша; 1 - пески, 2 - глины, 3 - карбонаты

Методы графического изображения фаций

Исходя из обозначенных выше принципов, существует возможность предположения по латерали распространения фаций. Подобные построения называются фаціальным профилем.

Фаціальный профиль – разрез через одновозрастные отложения, на котором показано взаимоотношение фаций.

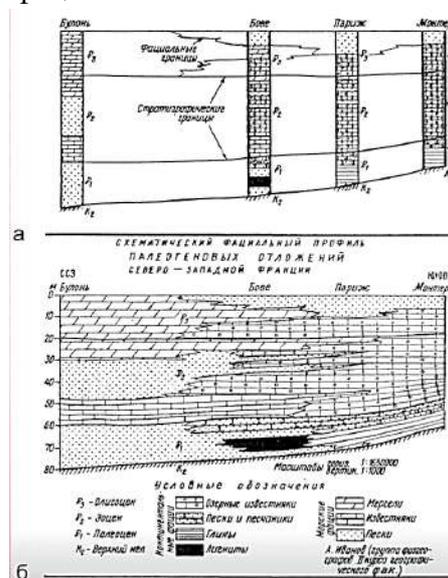


Рис. 4.5. Схема сопоставления разрезов (а) и составленного на ее основе фаціального профиля (б) палеогеновых отложений Парижского бассейна (Казакова, Найдин, 1983)

Другим методом графического изображения фациальных взаимоотношений (на площади и на плоскости, а не на профиле) являются фациальные и палеогеографические карты.

На рисунке 4.6. показаны последовательные этапы построения палеогеографической карты.

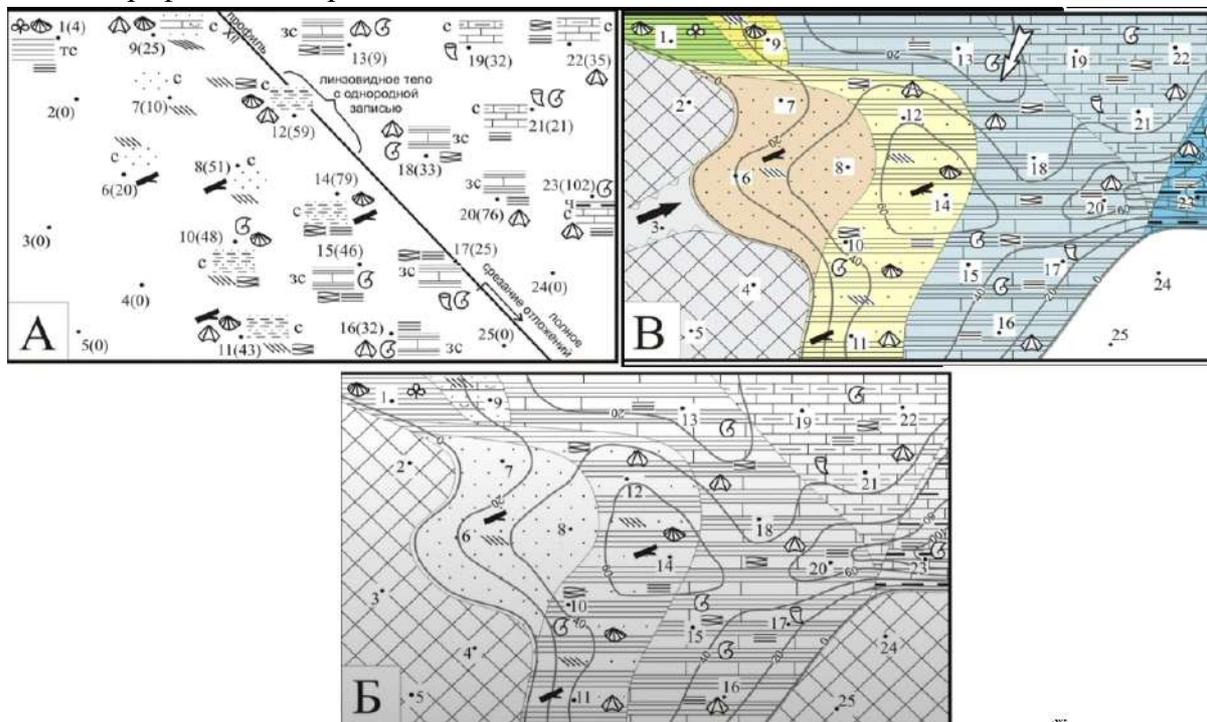


Рис. 4.6. Составление литолого-палеогеографических карт (использована традиционная система обозначений): А – карта фактического материала; Б – карта литофаций; В – литолого-палеогеографическая карта

На первом этапе построения в основу вносятся все фактические данные: состав отложений, мощность, палеонтологическая и экологическая характеристика и другие особенности. На втором этапе строится карта мощностей и карта фаций отложений выбранного интервала. На третьем этапе на карту мощностей накладывается палеогеографическая интерпретация.

Поскольку фациальная и палеогеографическая карта строятся для одного интервала времени, то и финальный результат будет отражать данные о распределении фаций и обстановок осадконакопления для конкретного интервала времени.

Таким образом, можно установить эволюцию бассейна осадконакопления.

Все эти методы и принципы являются основой науки палеогеография.

Палеогеография изучает физико-географические обстановки геологического прошлого Земли, следы которых запечатлены в особенностях строения и состава отложений. Имеет важное значение для поиска и прогноза полезных ископаемых

Путем *фациального анализа* проводится восстановление палеогеографических обстановок по закономерностям строения и распространения пород, а также комплексам заключенных в них органических остатков.

Рассмотрим, что входит в понятие и методику проведения фациального анализа:

1. Биофациальный анализ (определение фаций на основе изучения органических остатков и следов жизнедеятельности организмов).

Определяется характер захоронения организмов (танатоценоз или ископаемый биоценоз). Анализируются состав, степень сохранности органических остатков, сортировка, расположение, место обитания и образ жизни, а также следы жизнедеятельности.

Важно помнить, что живые организмы бывают разные: водные и наземные. Последние делятся пелагических (планктон, нектон) и бентосных (свободно передвигающихся по дну, свободно лежащих на дне, временно зарывающихся в грунт, постоянно живущих в иле).

По отношению к среде обитания организмы делят на:

- эвригалинные (пелециподы (двустворчатые моллюски), гастро (брюхоногие моллюски), некоторые ракообразные, черви, водоросли);
- стеногалинные (большая часть колониальных кораллов, иглокожие, головоногие моллюски, брахиоподы, трилобиты);
- эврибатные (активно плавающие животные (рыбы, головоногие моллюски)) - стенобатные (рифостроящие животные (мшанки, кораллы));
- эвритермные - стенотермные (напр., колониальные кораллы с симбионтами, которые живут при температуре не ниже 20°C; нуммулиты, рудисты);
- эвриоксигенные (устрицы) - стенооксигенные (губки).

Приступая к биофациальному анализу, понимается, что проводится исследование остатков, которые претерпели преобразования с течением времени: биоценоз (сообщество живых), тапатоценоз (сообщество мертвых), ориктоценоз (сообщество ископаемых), тафоценоз (сообщество захороненных).

2. Литофациальный анализ (определение фаций по текстурным и структурным особенностям пород).

Изучаются цвет, состав, структура (зернистость, окатанность), плотность, вторичные изменения, слоистость пород и текстуры поверхностей напластования, наличие минералов-индикаторов условий и др.

С учетом данных биофациального и литофациального анализов определяются условия формирования отложений:

- Климат;
- Степень солености;
- Гидродинамика;
- Глубина бассейна;
- Освещенность;

- Газовый режим;
- Характер грунта.

Для литофациального анализа важным является состав, текстурные и структурные особенности горных пород.

Текстура пород – строение горных пород, обусловленное ориентировкой и пространственным расположением их составных частей.

Структура пород – комплекс особенностей пород, связанных с морфологией и происхождением минеральных зерен (или частиц и обломков), степенью их кристалличности и взаимным расположением.



Рис. 4.7. Тектурные особенности пород

Условные обозначения: 1-7 текстуры поверхностей напластования: 1, 2 – знаки ряби (1 – несимметричные, 2 – симметричные); 3, 4 – многоугольники (трещины) высыхания (3 – схема образования, поперечный профиль, 4 – вид сверху); 5 – отпечатки капель дождя; 6 – глиптоморфозы по каменной соли (галиту); 7 – отпечатки следов четвероногого пресмыкающегося трещин высыхания на нижней поверхности напластования песчаников (триас, Германская впадина); 8-12 – типы слоистости: 8, 9 – косая (8 – разнонаправленная, 9 – однонаправленная), 10-12 параллельная (10 – прерывистая, 11 – неравномерная, 12 – равномерная).

Отложения бывают слоистые и неслоистые (массивные). Отсутствие слоистости - постоянство условий, слоистости среда с менявшимся режимом.

Знаки ряби. Симметричная рябь с одинаковыми углами наклона у сторон валиков характерна только для водной среды. Несимметричная рябь бывает водная и ветровая (эоловая). Водную рябь от ветровой отличают по индексу ряби (отношение ширины валика к его высоте). У водной ряби ИР колеблется от 5 до 10, у ветровой - от 20 до 50.

Многоугольники высыхания (трещины высыхания) образуются в наземных условиях при сухом, жарком и реже умеренном климате.

Глиptomорфозы по кристаллам каменной соли - сухой, жаркий климат, характерны для пустынных образований.

Гиероглифы - нерасшифрованные знаки.

Что касается структурных особенностей, то здесь анализируются следующие параметры обломочного материала породы:

- размер (рельеф и удаленность области питания);
- степень окатанности. Выделяют пять категорий окатанности: неокатанные, угловатые, полуугловатые, полукатанные, скатанные. Зависит от:
 - 1) состава пород;
 - 2) первоначальной формы обломков;
 - 3) скорости и длительности переноса.
- состав (длительность и характер переноса, состав источника сноса, условия среды и климат);

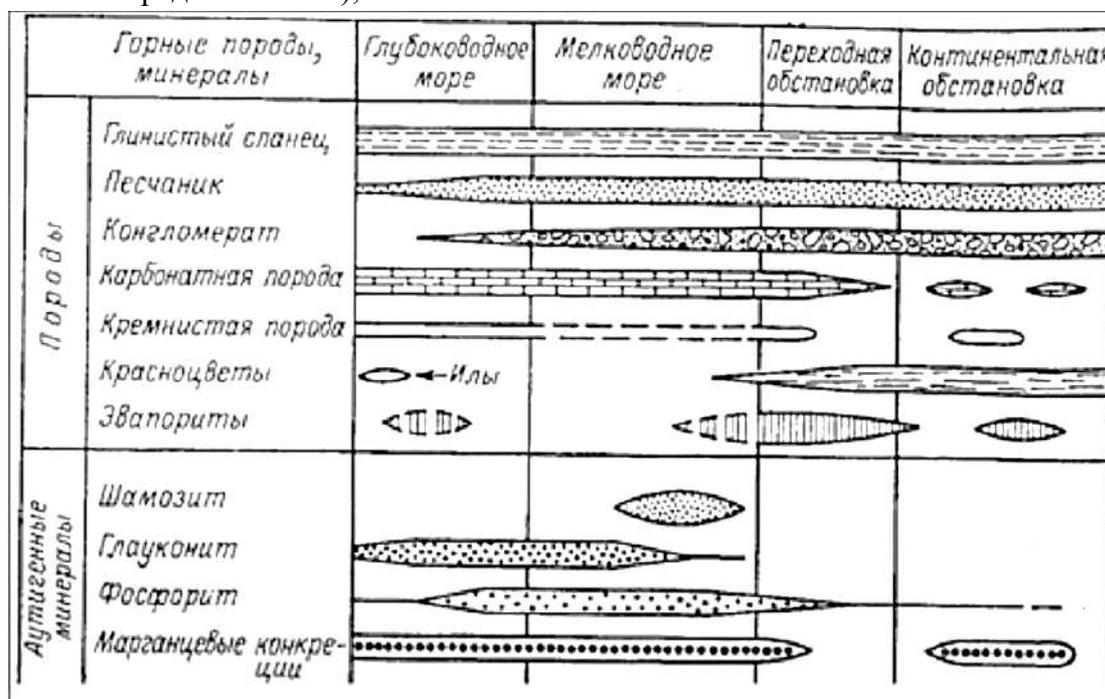


Рис. 4.8. Распределение горных пород и некоторых аутигенных минералов по основным обстановкам осадконакопления (Историческая геология, 1985).

Прерывистой линией показано возможное их образование в данной обстановке

- сортировка (длительность и характер переноса);

Отсутствие сортировки характерно для морен, осыпей, глубоководных брекчий, обвальных и селевых отложений. При изучении сортировки учитывают состав обломочного материала.

- форма обломков - определяется составом разрушающейся породы, ее трещиноватостью, сланцеватостью, слоистостью;

- характер поверхности обломков определяется их составом и средой, в которую они попали;
 - расположение обломочного материала позволяет установить направление движения воды, его характер;
 - характеристика цементирующей массы (состав, количество, соотношение с обломочным материалом);
 - окраска пород.
3. На этом этапе проводится анализ общегеологических данных (площадь распространения отложений, мощность, взаимоотношения подстилающими и перекрывающими отложениями, изменения по простиранию и т.д).
 4. Восстанавливается геологическая история развития изучаемого региона.

Параметры среды, определяемые с помощью фациального анализа

Соленость. Наиболее разнообразное и богатое население характеризует моря нормальной солености. Изменение солености приводит к сокращению числа видов и к «угнетенному» облику фауны.

Нормальной соленостью считаются значения порядка 30‰.

Методики количественной оценки солености вод по химическому составу ископаемых остатков:

- Р. Ракер, К. Валентайн – отношения $Na/(Mg+Sr)$ и Na/Mn ;
- В. А. Захаров, Н. Н. Радостев - величина $Na/(Mg+Sr+Mn)$ в раковинах двусторчатых моллюсков.

Газовый режим. Кислород (атмосфера, фотосинтез), углекислый газ (жизнедеятельность организмов, вулканическая деятельность), сероводород (деятельность бактерий) – наиболее важные значения для определения



Рис. 4.9. Схема сероводородного заражения Черного моря

Для подобных отложений характерно присутствие некоторого количества планктонных организмов в осадке, что сопровождается полным отсутствием какой-либо

бентосной фауны, поскольку бентосная фауна при подобных условиях (при отсутствии кислорода) практически не живет на дне.

В то же время подобные образования характеризуются большим количеством неокисленной органики, что придает породам черный/серый окрас. Зачастую в таких отложениях встречаются аутигенные кристаллы пирита и сидерита, формирование которых также говорит о том, что железо не окислялось.

Температурный режим может быть установлен по:

- видовому и родовому разнообразию организмов;
- толщине скелетных образований (растворимость CaCO_3);
- распространению стенотермных и эвритермных организмов;
- вещественному составу морских осадков (глауконит, каолинит, карбонаты);
- анализу спорово-пыльцевых комплексов;
- аналитические методы - изотопной (по кислороду) и магниальной палеотермометрии (отношение Ca/Mg).

Глубина.

Биомасса зообентоса в абиссали (глубина 5-6 км) в центральных районах океана составляет 1-2 мг/м², что в 100-200 тыс. раз меньше, чем на шельфе (до глубины 200 м), где сосредоточено 82,6% всей биомассы бентоса. 65% всей биомассы планктона находится в толще воды на глубинах до 500 м.

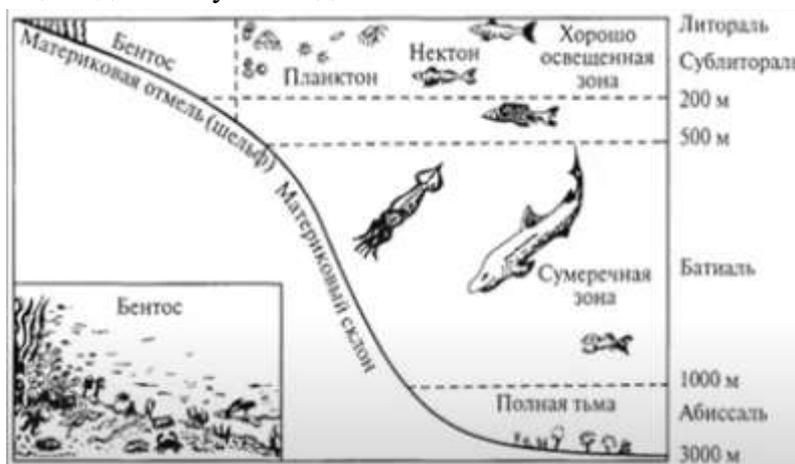


Рис. 4.10. Изменение биомассы с глубиной

Глубина может быть определена на основании ряда косвенных признаков:

1. гранулометрический состав осадков;
2. структурно-текстурные особенности осадков;
3. распределение органических остатков;
4. содержание аутигенных минералов;
5. характер фациальных изменений;
6. распределения мощностей отложений.

Предусматривается углубление бассейна:

- при сокращении в ориктоценозах остатков жестко прикрепляющихся к субстрату организмов (цементно, биссусно, сверлением, присасыванием) на организмы вагильные (ползающие, порхающие, зарывающиеся);
- при смене доминировавших морфологически «простых» (прямых вертикальных) следов жизнедеятельности все более морфологически усложняющимися и «уплотняющимися» следами;
- при замещении неупорядоченных типов ориктоценозов (ракушняковых скоплений, рассеянных расчлененных скелетов и их фрагментов) более «организованными» захоронениями (хорошей сохранности целыми скелетами и прижизненно захороненными раковинами).

Что касается литофациальных особенностей распределения вещества в бассейне осадконакопления, то можно отметить следующие особенности: чем ближе к береговой линии, тем осадок будет более грубозернистый, и чем дальше, тем более тонкозернистый, илистый.

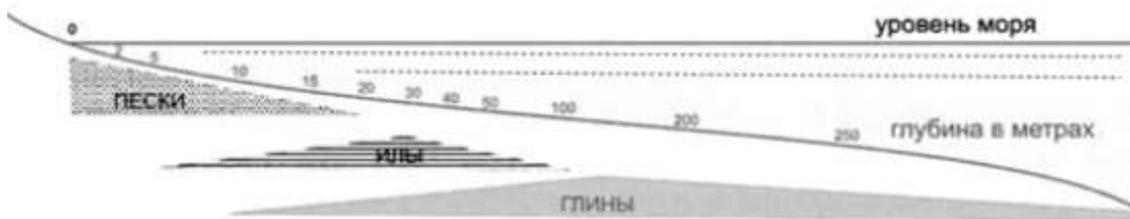


Рис. 4.11. Схема распространения типов осадков на шельфе

Что касается аутигенных минералов, закономерность распределения, следующая: от гётита до глауконита. На рисунке показаны примерные температуры образования минералов что может служить индикатором не только глубины осадконакопления, но и климата, в котором эти осадки формировались.

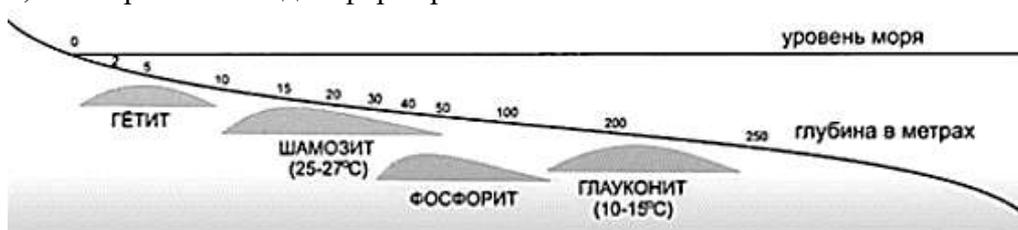


Рис. 4.12. Концентрация минералов на шельфе

При литофациальном анализе предусматриваются следующие закономерности углубления бассейна:

- при переходе от крупнозернистых осадков ко все более мелкозернистым;
- при смене неправильно и косослоистых текстур, включая знаки ряби, параллельно слоистыми - толсто-, а затем тонкослоистыми;

- при одновременном обогащении все более глинизирующихся осадков углеродистыми гумусовыми и сапропелевыми (планктоногенными) компонентами;
- при постепенном повышении, а затем, понижении роли карбонатных (в особенности, биогенных) пород;
- при смене гётит-содержащих пород шамозит-содержащими и породами все более обогащенными фосфатами и сульфидами.

Гидродинамика восстанавливается по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям осадков.



Рис. 4.13. Скопление раковин головоногих моллюсков ориентированные движением воды в прибрежной части моря. Базальные слои силура. Сибирская платформа, р. Мойеро. Зарисовка А.Я. Бергера.

Характер грунта может быть восстановлен за счет изучения форм ископаемых остатков. В качестве примера приведена фауна, которая могла жить в мягком грунте (рис. 4.14).

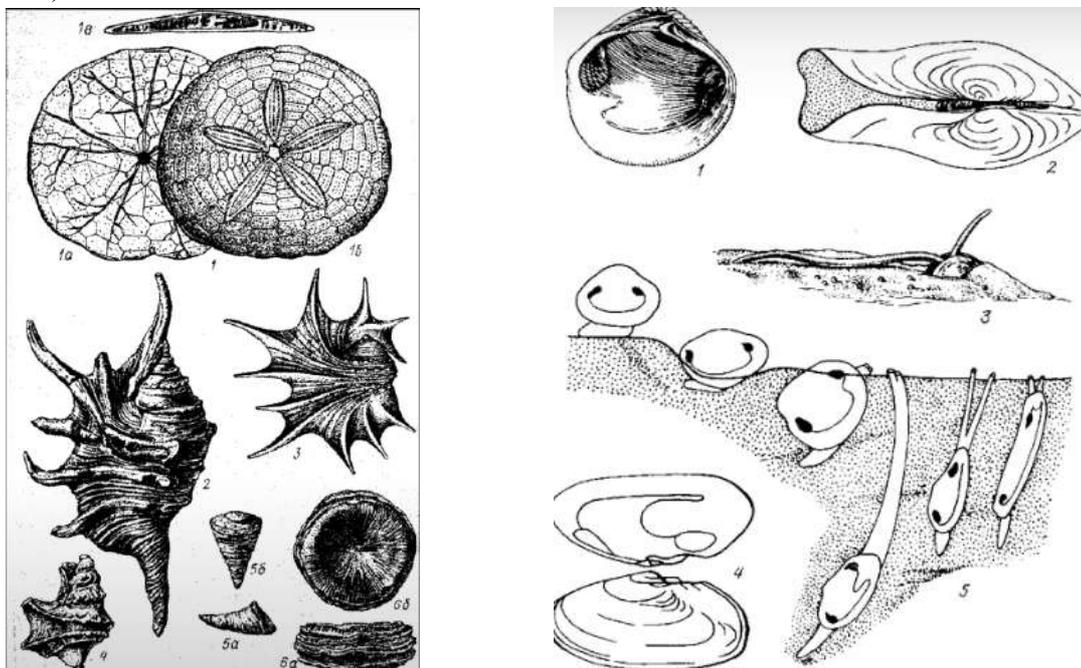


Рис. 4. 14. Обитатели рыхлого грунта (Ист. геол., 1985). 1 - дисковидный морской еж обтекаемой формы (а - вид снизу, б вид сверху, в - вид сбоку); 2-4 - раковины гастропод с выростами наружной губы, играющими роль якоря; 5 - одиночный

четырёхлучевой коралл кальцеола, лежащий боковой стороной на дне (а - вид сбоку, б - вид сверху); б - одиночный шестилучевой коралл, на основании (а - вид сбоку, б - вид сверху)

4.2. Современные обстановки осадконакопления

Существует три современные обстановки осадконакопления:

- Континентальные (субаквальные и субаэральные - эрозия преобладает);
- Переходные (чередование обстановок);
- Морские (субаквальные обстановки - аккумуляция преобладает над эрозией).

Источники осадочного материала

1. Литосфера – терригенные обломочные породы, сцементированные и не сцементированные.
2. Остатки животных и растений – биогенные породы (карбонатные, фосфатные, кремнистые, каустобиолиты).
3. Осаждение материала из раствора – хемогенные породы (галоидные, сульфатные).
4. Вулканизм.

В таблице 4.1. представлена краткая характеристика океанических и морских фациальных областей.

Таблица 4.1. Океанические и морские фациальные области

Фации (обстановка)	Породы	Слоистость	Органические остатки	Другие признаки
Побережий (0-50 м)	Конгломераты, песчаники, алевролиты, глины, известняки, угли, эвапориты	Косая, горизонтальная, биотурбационная	Раковины, корни	Трещины усыхания, знаки ряби, биотурбации
Мелководные «шельфовые» (50-200 м)	Песчаники, алевролиты, глины, известняки, горючие сланцы	Волновая и штормовая, приливная, биотурбационная	Разнообразные раковины, кораллы, и др.	
Склоновые (батиальные) (200-3000 м)	Глинисто-алевритовые, реже песчаные, карбонатные	Оползневая турбидитная	Редкие раковины и остатки nektonных и	Глауконит, фосфориты

			планктонных организмов	
Глубоководные (Кабиссальные) (> 3000 м)	Глинистые, кремнистые, карбонатные илы, красные океанические глины	Тонкая горизонтальная, биотурбационная	Планктон: радиолярии, фораминиферы нанопланктон и др.	Fe-Mn конкреции

Помимо геоморфологических единиц в пределах морских и океанических акваторий, выделяют и *биономические зоны*, которые не всегда совпадают с геоморфологическим структур.



Рис. 4.15. Распределение жизни по биономическим зонам (Михайлона, Бондарсико, 1997). 1-4 - "сгущения" жизни: 1 - нижняя литораль и сублитораль, 2 - рифы, 3 - скопления водорослей типа «Саргассово море», 4 - денсаль; 5, 6 - «пленки» жизни: 5 - бентосная, 6 - с фито-зоопланктоном и нектоном.

Рассмотрим мелководные образования. В первом приближении бассейны осадконакопления можно разделить на те, в которых преобладает терригенное осадконакопление и те, в которых преобладает карбонатное осадконакопление.

Терригенное осадконакопление.

Подобные области приурочены к гумидному климату. Либо территория может быть расположена вблизи тектонической области, где наблюдается большой перепад рельефа, что обеспечивает приток терригенного материала в бассейн.



Рис. 4.16. Терригенное осадконакопление

Карбонатное осадконакопление.

Области приурочены к жаркому и теплому климату и характеризуют тектонически спокойные области рельефа, однако это не всегда так.

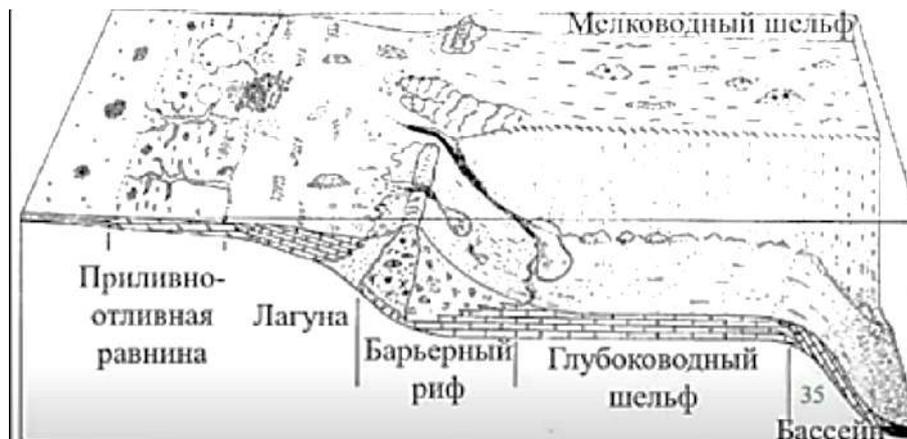


Рис. 4.17. Карбонатное осадконакопление

Волновой шельф

В пределах шельфа преобладает нормальное морское волнение. Это характеризуется формированием характерной слоистости и знаков ряби. В прибрежных частях могут формироваться береговые валы, прибрежные бары и в остальной части бассейна в основном накапливаются более тонкозернистые отложения.

Для подобных побережий характерны отдельные прослои темпеститов (отложения сильных штормов).

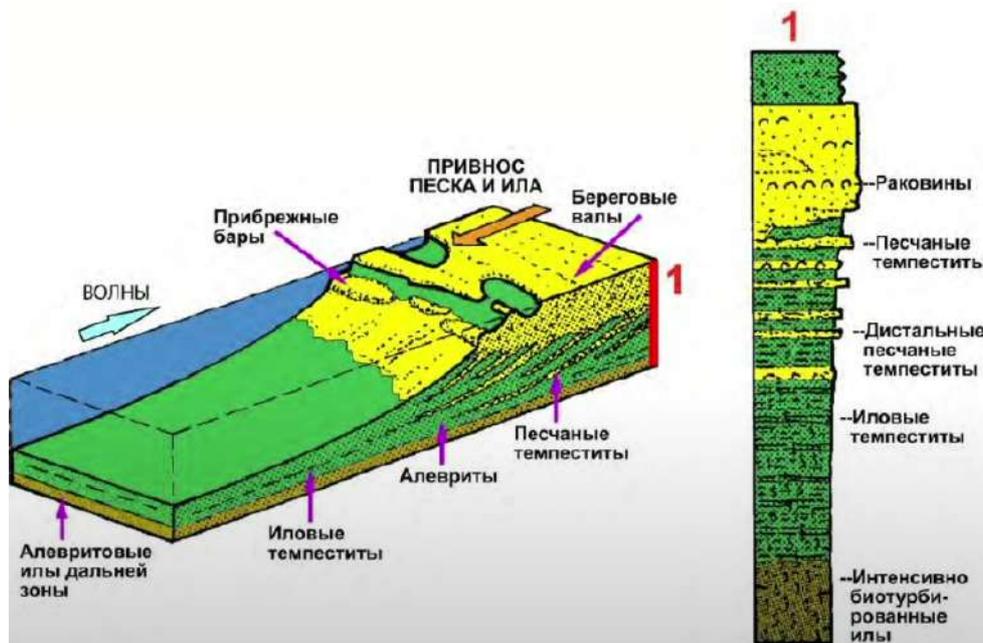


Рис. 4.18. Фациальная модель волнового шельфа и типичный разрез шельфа с преобладанием волнений (Einsele, 2000, с изменениями Е.Ю. Барабошкина)

Приливной шельф.

В пределах приливного шельфа помимо волнового воздействия, значительную роль начинают играть приливно-отливные течения. В разрезе будут также встречаться прослой песчаных темпеститов, но и также отдельные песчаные тела. Смена течения может характеризоваться иловыми шлейфами.

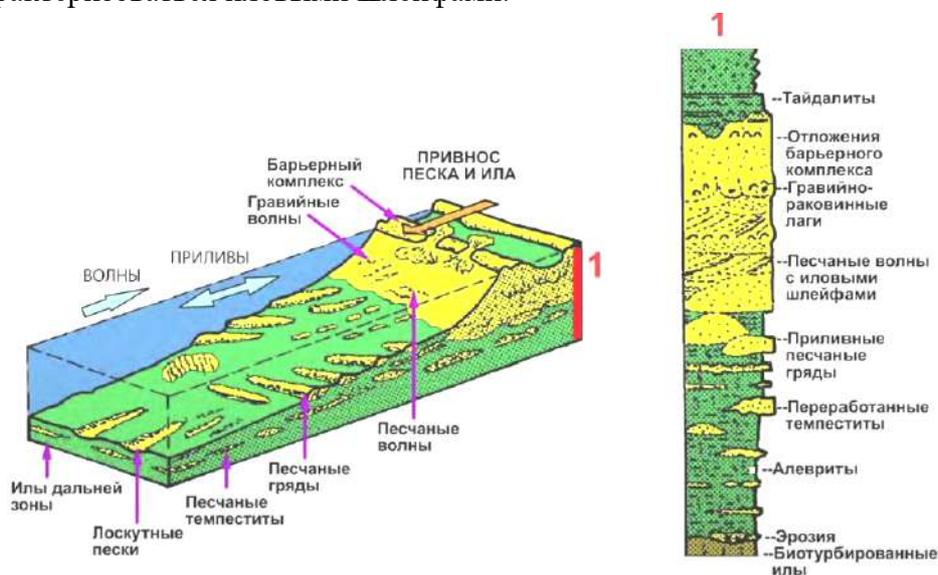


Рис. 4.19. Фациальная модель волнового шельфа и типичный разрез шельфа с преобладанием приливов и отливов (Einsele, 2000, с изменениями Е.Ю. Барабошкина)

Карбонатный шельф

Если не определяется существенного привноса терригенного материала, то будет обширная лагуна, заполненная карбонатным материалом.



Рис. 4.20. Фациальная модель окаймленной карбонатной платформы (Einsele, 2000, с изменениями Е.Ю. Барабошкина)

Цикл Боума

«Цикл Боума» (Bouma cycle, в честь голл. седиментолога А. Боумы) - стадийность образования полного (совершенного) цикла турбидита, которая создает пять пакетов отложений (снизу вверх):

- А) с градационной слоистостью, иероглифами;
- В) с параллельной слоистостью в песчаниках;
- С) с косой слоистостью, знаками ряби;
- Д) с параллельной слоистостью в алевролитах;
- Е) пелитовый.

Полностью такая последовательность встречается крайне редко и только в 42 относительно мощных циклах.

Лекция 5. Прибрежные фациальные обстановки

5.1. Типы побережий

Многообразие прибрежных обстановок сопровождается главным образом накоплением терригенных, обломочных пород. В седиментологической литературе подробно разработана классификация прибрежных обстановок.

Таблица 5.1. Некоторые типы побережий.

Фации	Состав пород	Слоистость	Органические остатки	Другие признаки
Дельтовые	Обломочный материал разной размерности	Косая, горизонтальная, биотурбационная	Много: остатки растительности, наземных и мелководных организмов	Паралические угли (маршевые, мангровые)
Эстуариевые	Обломочный материал с преобладанием глин	Косая, горизонтальная, биотурбационная	Среднее разнообразие форм, переносящих колебания солености	Паралические угли (маршевые, мангровые)
Приливные равнины (терригенные и карбонатные)	От обломочных до карбонатных эвапоритов	Косая, горизонтальная, биотурбационная	Среднее разнообразие форм, переносящих колебания солености	Паралические угли (маршевые, мангровые)
Барьерное побережье (терригенные и карбонатные)	От обломочных до карбонатных; от грубо- до тонкозернистых	Косая, волновая, горизонтальная, биотурбационная	Большое разнообразие как морских, так и бассейна переменной солености	Паралические угли (маршевые, мангровые)
Себхи, лиманы, эвапоритовые бассейны	Соли, ангидриты, гипс, карбонаты, пески	Горизонтальная, деформационная, биотурбационная	Небольшое разнообразие угнетенных форм, цианобионты	Эвапориты: галит, ангидрит, гипс
Абразионные	Не сохраняются в ископаемом состоянии			

Выделяют несколько типов аккумулятивных побережий. Все они представлены на рисунке 5.1. Процесс осадконакопления в пределах побережий определяется

интенсивностью волнового воздействия, либо приливно-отливного воздействия, либо сочетанием этих факторов, а так же направленностью развития этих побережий на фоне регрессии/трансгрессии.

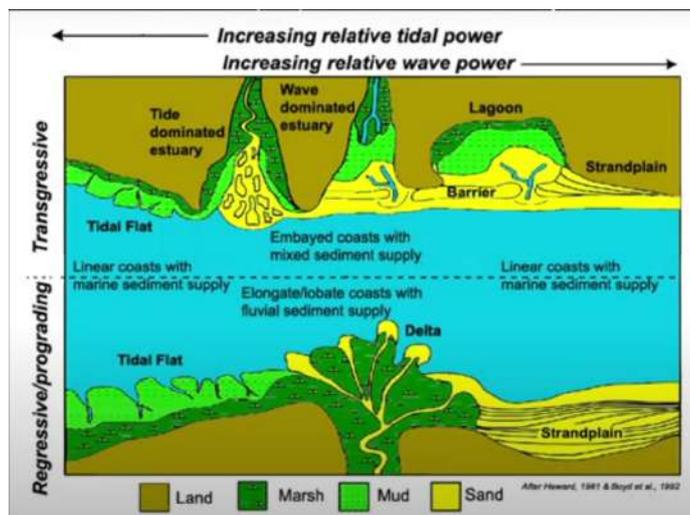


Рис. 5.1. Типы аккумулятивных побережий

Им свойственны разнообразные структурные особенности.

Себхи и приливные равнины аридного типа

Особенности осадконакопления:

- низкая энергия, мало русел;
- типы строматолитов зависят от уровня воды и близости моря.

На схеме 5.2. показано, как меняется форма построек строматолитов в зависимости от удаленности от берега: чем дальше от берега, тем более вытянутые и развитые, чем ближе к берегу, тем они более уплощенные. Это связано с тем, что уровень моря в этой области резко и часто меняется. Зачастую, прибрежная часть бывает осушена.

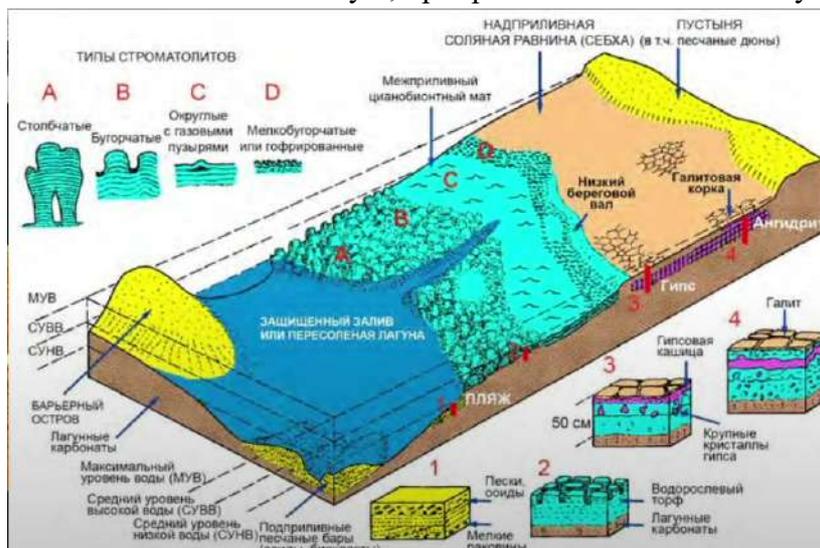


Рис 5.2. Приливные равнины аридного типа

Строматолиты – постройки сине-зеленых водорослей.

Дельты

Дельты – первый уровень лавинной седиментации, форма и динамика зависят от сочетания морских и речных процессов.

В зависимости от влияния морских условий в дельте выделяются:

- I - дельтовая равнина;
- II - подводный склон дельты (авандельта);
- III - донный участок дельты.

Лагуны, заливы, внутриконтинентальные бассейны

Характер осадков определяется физико-географическими условиями (климат, наличие впадающих рек, степень изоляции от моря).

Бассейны отличаются мелководностью, нормальной соленостью, однообразием органического мира.

Преобладают хемогенные осадки (соли в аридном климате, фосфатные и сульфидные - в опресненных бассейнах, а также болотах и торфяниках).

Ярким примером является залив Кара-Богаз-Гол (рис 5.3.).

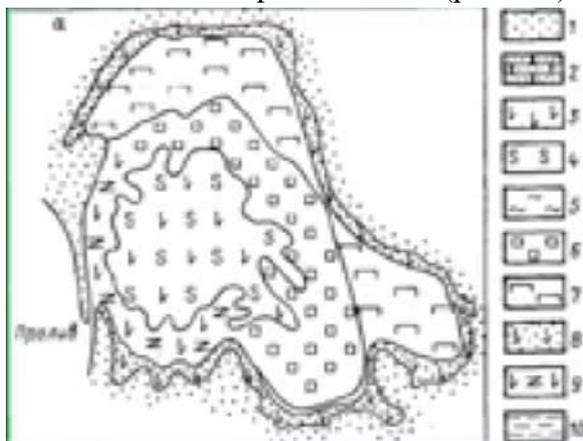


Рис. 5.3. Схема строения залива Кара-Богаз-Гол, 1 - песок; 2 - песчаник; 3 - гипс; 4 - глауберит; 5 - мирабилит; 6 - галит; 7 - астраханит-галитовые отложения; 8 - гипсово-карбонатные отложения с песком; 9 - гипсоно-карбонатные отложения с фауной; 10 – глины.

5.2. Континентальные фации

Для континентальных фаций характерны:

- неустойчивость и малая площадная распространенность;
- частота смена фаций как вертикальная, так и латеральная;
- изменчивость, пестрота генетических типов, связанная с рельефом, тектоникой, климатом и осадкообразующими агентами;
- континент – это в основном область размыва;
- преобладают терригенные осадки;

- бедность и однообразие органических остатков, преобладание растительных остатков (споры, пыльца);

Современная суша – 30% поверхности планеты, из них лишь 2% – реки, озера и болота, отложения которых составляют основную группу континентальных отложений.

Для характеристики континентальных фаций используется классификация генетических типов континентальных осадочных образований (по Е.В.Шанцеру).

Таблица 5.2. Классификация генетических типов континентальных осадочных образований (по Е.В.Шанцеру)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа		Генетический тип
1. Элювиальный	А. Почвы		Почвы
			Автохтонные Торфяники
	Б. Кора выветривания		Элювий
2. Склоновый (коллювиальный)	А. Гравитационные отложения	а) подгруппа коллювия обрушения	Обвальные накопления
			Осыпные накопления
		б) подгруппа коллювия сползания	Оползневые накопления
	Б. Делювиальные отложения (коллювий смывания)		Солифлюкционные накопления
3. Водный	А. Отложения русловых потоков (флювиальная)		Пролувиий
			Аллювий
	Б. Озерные накопления		Озерные накопления
4. Ледниковый (гляциальный)	А. Ледниковые отложения		Краевые морены
			Основные морены
	Б. Водно-ледниковые	а) подгруппа ледниково-речная (флювигляциальная)	Внутриледниковые накопления
			Приледниковый (перигляциальный)
	б) подгруппа ледниково-озерная	Озерно-ледниковые отложения	
5. Эоловый			Эоловые пески

		Эоловые лёссы
6. Подземно-водный	А. Отложения пещер (субтерральная)	Пещерные отложения
	Б. Отложения источников (фонтальная)	Туфы и травертины

В таблице 5.3. приведены те же континентальные обстановки и их характеристики по составу пород, текстурным особенностям и содержащимся в них органическим остаткам.

Таблица 5.3. Континентальные фации и их характеристики.

Фации	Состав пород	Слоистость	Органические остатки	Другие признаки
Элювиальные	Почвы, коры выветривания	Мастурбационная, горизонтальная	От отсутствия до многочисленных	Пестроцветные (аридные), угленосные (гумидные)
Склоновые (делювиальные, коллювиальные и др.)	Слабо окатанный обломочный материал разной размерности	Градационная, наклонная	Редко континентальные организмы	На склонах и у подножия
Пролувиальные	Обломочные разной размерности	Косая или массивная	Редко континентальные организмы	
Аллювиальные	Обломочные разной размерности	Косая	Растительные остатки, редко раковины моллюсков	Утонение отложений вверх по разрезу
Озерные и болотные	Песчано-глинистые, кремнистые, карбонатные, соленосные	Тонкая горизонтальная, реже косая	Пресноводные моллюски, водоросли, остатки позвоночных и насекомых	Торфяные угли (лимнические), эвапориты
Пустынные	Преимущественно песчаные, реже глины с линзами солей	Крупно-мелкомасштабная косая	Редкие	Красноцветная окраска

Ледниковые (гляциальные)	Несортированные валуны, галечники, песчано-глинистые (морены)	Массивная, косая градационная	Редкие	Следы ледниковой штриховки
-----------------------------	--	-------------------------------------	--------	----------------------------------

Характеристика континентальных фаций

Элювиальные фации – сохранившиеся на своем месте продукты выветривания (коры выветривания, их самая верхняя часть - почвы, а также автохтонные торфяники).



Рис. 5.4. Строение коры выветривания в различных климатических зонах (по Н.М. Страхову с изменениями)

Рассмотрим изменение состава кор выветривания в зависимости от климатической зоны, в которой они будут формироваться. Наиболее мощная кора выветривания формируется в тропическом влажном климате, где огромное количество органических веществ приводит к активному биохимическому преобразованию коренных пород, на которых и формируется кора выветривания. Нижняя часть коры выветривания состоит из раздробленного материала коренной породы (дресвяный слой), далее следует зона глинистых минералов, которая различается в разном климате. В наиболее полном разрезе в коре выветривания присутствует зона каолина и латеритная зона. В других областях эта зона может отсутствовать.

Элювиальные образования не называют отложениями; это остаточное образование, возникшее на месте материнских пород после воздействия на них процессов физического, химического и биологического выветривания; формируются на месте без последующего переноса;

Состав коры выветривания и ее мощность зависят от минерального состава материнских пород, тектонического режима и климата.

Почва – это верхняя часть коры выветривания. В их образовании огромную роль играют растительность и микроорганизмы.

Склоновые отложения – коллювиальные (обвальные осыпные, оползневые) и делювиальные образования.

Главным агентом для формирования подобных отложений является сила тяжести. Происходит обратная осадочная дифференциация вещества: под действием силы тяжести более крупные обломки скатываются к подножию склона, более мелкие остаются на склоне. При сильно контрастном рельефе формируются грубые брекчии, при более пологом - песчано- алевритовые отложения.

Слоистость и сортировка материала практически отсутствуют, ископаемые редки и представлены скелетными остатками наземных животных. Широко распространены в областях аридного климата.

Другим типом склоновых образований являются оползневые отложения. Оползневые массивы формируются вдоль крутых берегов рек, озер, морских бассейнов, на склонах, сложенных чередующимися водоупорными и водоносными породами. Обычны для областей влажного климата.

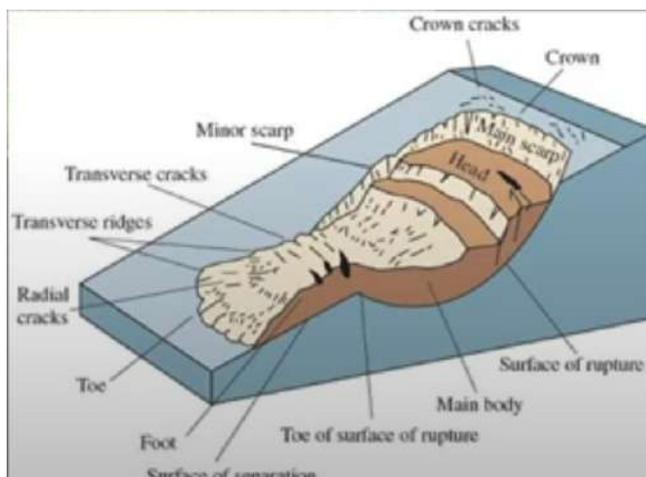


Рис. 5.5. Оползневые отложения

По пластичному материалу склона оторвавшись от основной части склона, материал начинает ползти вниз. Это сопровождается деформациями тела оползня, формируется бровка отрыва оползня.

Солифлюкция образуется в результате оседания, течения почвы или грунта. В ископаемом виде отложения представлены несортированной песчано-глинистой массой.

Делювиальные отложения – продукты выветривания, перемещенные в результате плоскостного смыва дождевыми, тальными водами со склонов гор и возвышенностей. Делювиальные отложения образуют плащеобразные шлейфы на склонах и у подножий и представлены несортированной мелкоземистой с щебенкой со слабой первичной слоистостью, параллельной склону. Мощность меняется в зависимости от крутизны склона.

Водные отложения – пролювий (временные), аллювий (постоянные потоки), озерные отложения.

Пролювиальные отложения – конусы выноса предгорий. Для них характерны отложения грязевых потоков (селей); грубая сортировка, отсутствие слоистости, обломки костей и древесины. В аридных областях поверхностный сток может полностью прекращаться. В областях гумидного климата в краевой части конуса развивается заболачивание, образуются торфяники. со временем могут образовываться угольные залежи.

Вынос материала происходит спазматически (циклично), может наблюдаться грубая слоистость. В каждом слое размер обломков снизу вверх уменьшается (градационная слоистость).

Фангломераты – это отложения верхней части пролювиальных конусов выноса, образованных жидкими русловыми потоками.

Пролювиальные отложения хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, входят в сложный комплекс продуктов разрушения гор – моласса. С пролювиальными отложениями связано накопление мощных угольных залежей.

Аллювиальные отложения.

Аллювиальные отложения разделяются на:

- русловые (галька, гравий, песок с косой и волнистой слоистостью, знаками ряби);
- пойменные (более мелкозернистые);
- старичные (глины и торфяники).

Аллювий широко развит среди континентальных отложений любого возраста, слагает огромные пространства низменных равнин. Осадки весьма разнообразны. Присутствуют обильные растительные остатки, пресноводные моллюски, кости позвоночных.

Выделяют два типа рек:

1) Реки с твердым донным стоком.

Для них характерны:

- слабая извилистость русла;
- развитие баров, дающих картину разветвленных русел;
- только русловой аллювий (грубый, плохо сортированный, с массивной, горизонтально-слоистой или косослоистой текстурой).

2) Меандрирующие реки (равнинные).

Для них характерно:

- русло отчетливо извилистое;
- широкий спектр отложений - от гравия до глины, присутствуют все
- три группы аллювиальных фаций; материал хорошо сортирован, с различной слоистостью (от горизонтальной до косой, волнистой).

Пойменные отложения образуются во время паводков. Их характеризуют:

- глинисто-алевритистые осадки;
- содержание остатков растительности пресноводной (моллюски, остракоды и пр.) и наземной фауны;
- горизонтальная невыдержанная косяя слоистость, рябь течений и волнений.

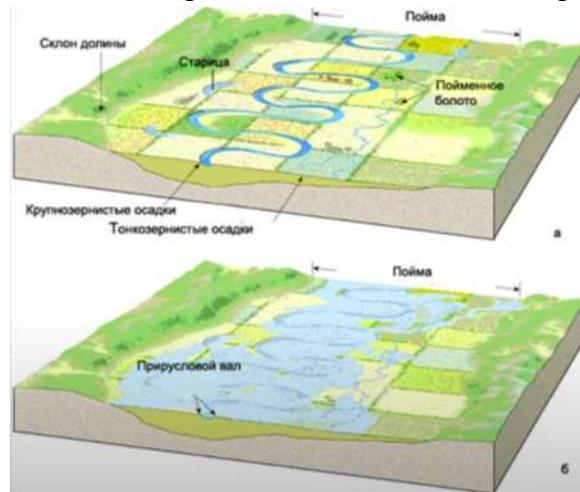


Рис. 5.6. Пойма реки в межень (а) и во время паводка (б)

На рисунке 5.7. показана схема образования отложений реки. В мощном комплексе равнинной реки можно выделить несколько циклов. Один цикл показан в разрезе. Каждый цикл начинается с пород руслового аллювия (наиболее грубозернистого), затем это косослоистые песчаники и т.д. Каждый из этих циклов осадконакопления отвечает какому-либо этапу развития речной системы, которая, в свою очередь, отвечает одному крупному погружению дна территории, в которой данная река течет. Таким образом, можно установить тектоническую историю развития территории.

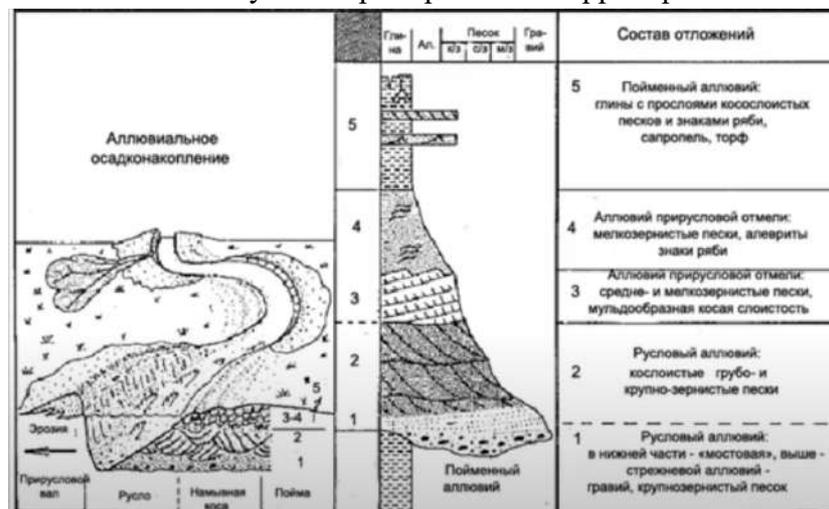


Рис. 5.7. Схема образования и разрез отложений равнинной реки

Озерные отложения.

Состав зависит от климата, тектонической обстановки территории размера озера, рельефа берегов, состава и продуктивности живущих в нем организмов и др.

Выделяют озера:

1. проточные пресные (характерны для гумидных областей; терригенные и карбонатные осадки, сапропелевые илы, железные руды, торфяники),
2. бессточные соленые (аридные области; эвапориты).

Особенности отложений:

- ограниченное распространение по форме озера, небольшая мощность;
- фации внутриконтинентальных озер латерально переходят в аллювиальные, пролювиальные и болотные фации, а фации прибрежно-морских озер - в морские.

Таблица 5.4. Классификация озер

Происхождение	Тип	Процесс образования
Импактное		Падение метеоритов
Тектоническое	Рифтовые	Разломы в земной коре
	Горные	Тектоническое опускание в межгорных впадинах
	Равнинные	Длительное прогибание
Вулканическое		В кратерах потухших вулканов
Приморские	Лагуны, лиманы	Отшнуровывание от моря, отступление моря
	Остаточные	Моря-озера, оставшиеся при отступлении морей/океанов
Ледниковые		Запрудного (мореной) происхождения, за счет выпахивающей деятельности ледников
Речные	Старицы	Меандрирование рек
Карстовые		Карст
Другое	Завально-запрудные; водохранилища, пруды	Мелкие озера, образовавшиеся за счет локальных явлений (изменение рельефа, локальных водоупоров, деятельности человека и др.

Ледниковые отложения образуются в областях арктического, субарктического климата, в высокогорных областях. Делятся на:

1) не переработанные водой - гляциальные (морены, древние морены - тиллиты).

Это скопления глыб, валунов в песчано-глинистом матриксе. Характерна слабая сортированность материала, отсутствие слоистости, обильны борозды-штрихи на валунах.

2) переработанные водой водноледниковые образования делят на две группы: потоковые (флювиогляциальные) и озерные (лимногляциальные).

Флювиогляциальные образования представлены валунами и галькой, которые сменяются песками, плохо сортированными, с горизонтальной и грубой косою слоистостью.

Лимногляциальные образования – это алевриты, глины с ленточной слоистостью. Отложения ледового разноса узнаются по присутствию морских организмов среди мореноподобных более сортированных осадков, а также друпстоунов.

Эоловые отложения.

Эоловые отложения формируются в пустынях, полупустынях, иногда в иных областях. Это пески, алевриты, глины с косою слоистостью и знаками ряби, с высокой степенью сортировки.

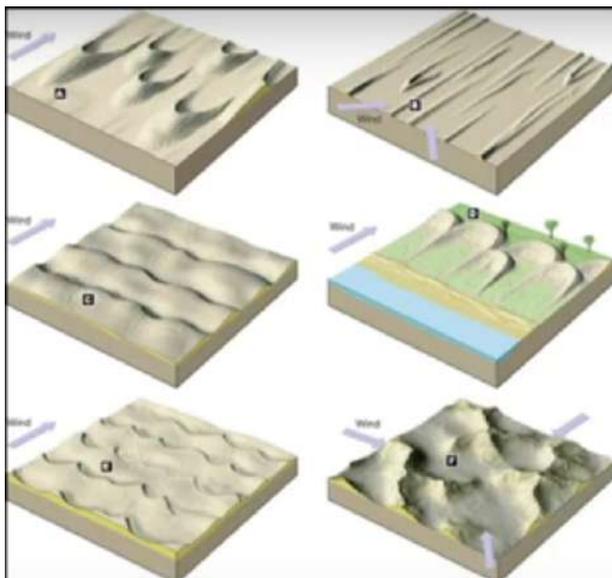


Рис. 5.8. Рельеф поверхности напластования эоловых отложений:

a - барханы; b - линейные дюны (продольные формы); c - линейные дюны (поперечные формы); d - параболические дюны (образуются на побережьях, где большое количество песка и есть растительность); e - линейные поперечные серповидные дюны; f- звездообразные дюны. Стрелками показаны преобладающие направления

Лекция 6. Тектонические движения и методы их изучения

6.1. Тектонические движения

Тектонические движения - механические перемещения отдельных участков земной коры в вертикальном или горизонтальном направлении, приводящие к изменению их строения. («Перемещение материала коры», В.В. Белоусов). По В.Е. Хаину и др. это касается не только земной коры, но и части верхней мантии, т.е. литосферы.

Типы тектонических движений:

- Горизонтальные (тектоника плит);
- Вертикальные (восходящие и нисходящие).

Тектонические движения

- Орогенические (складкообразовательные, горообразовательные)
- Эпейрогенические (колебательные)
- Крупные горизонтальные перемещения литосферных плит

По времени проявления:

- древние (древнее олигоцена Pg3 - неогена N);
- неотектонические, или новейшие (формировавшие современный рельеф, начались в различных регионах в разное время, чаще всего в Pg3-N);
- современные (происходящие в голоцене Q).

Орогенические движения земной коры

Орогенические движения (греч. *oros* - гора) – складко-разрывообразующие. Происходят в масштабе геологического времени мгновенно (миллионы лет), как автомобильные аварии.

Особенности:

- 1) наличие горизонтальной и вертикальной составляющих;
- 2) локальность, неповсеместность, эпизодичность, кратковременность;
- 3) необратимость.

Метод изучения (прямой): структурный анализ созданных ими форм (складок, разрывов) структурная геология.

Орогенические движения (складчатость) и время их проявления устанавливаются по угловому несогласию.

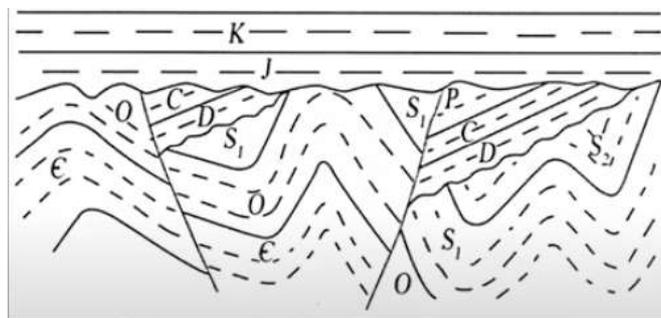


Рис. 6.1. Схема поверхностей углового несогласия и соотношения различных структурных этажей (Панов и др., 2016)

Методы изучения орогенических движений

1) Анализ разреза

Признаки: наличие углового несогласия.

Согласно принципу Н. Стенона складчатость произошла после самых молодых пород ниже поверхности углового несогласия и до самых древних пород выше этой поверхности. В данном случае: время складчатости после PR до S.



Рис. 6.2. Геологический разрез Полудова кряжа (Историческая геология, 1985): а - профиль; б - стратиграфическая колонка; в - колонки силурийских отложений. 1, 2 - конгломераты (1 галечные, 2 - мелкогалечные); 3 - гравелиты, 4 - песчаники; 5 - суглинки; 6 - аргиллиты; 7 - сланцы; 8 - мергели; 9 - известняки; 10 - доломиты.

2) Определение возраста синтетектонических гранитов – абсолютная геохронология (геохимия)

3) По «конгломератам подножий».

Время проявления: граница перми и триаса.

4) Палеомагнитный метод.

Положение магнитного полюса прошлого в координатах рассчитывается из среднего направления намагниченности пород определённого возраста, взятого из какого-то пункта на поверхности Земли.

Изучая стратиграфическую последовательность пород, по координатам вычерчивается траектория относительного перемещения полюса за время формирования исследуемого разреза.

Траектории перемещения полюса разных районов можно сравнивать. Если траектории точек не совпадают, значит, они по-разному изменили своё положение по отношению к полюсам.

Эпейрогенические движения земной коры.

Эпейрогенические движения (греч. - материк) – это медленные обратимые вертикальные перемещения (поднятия или опускания) крупных участков земной коры, не вызывающие изменения их структуры. Отвечают за крупные трансгрессии и регрессии. Эти движения отвечают также за пенеplanation рельефа и образование плоских, но обширных по площади впадин (депрессий) и поднятий (сводов) на континентах и формирование высоких горно- складчатых областей.

Особенности:

- 1) только вертикальная составляющая;
- 2) отсутствие структурных изменений;
- 3) проявляются повсеместно, постоянно, медленно;
- 4) обратимые.

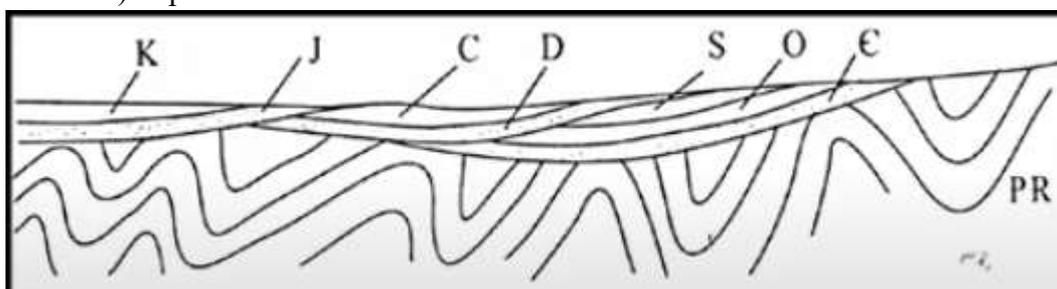


Рис. 6.3. Схема соотношения поверхностей углового и географического несогласий (Панов и др., 2016)

Методы изучения эпейрогенических движений:

- 1) анализ стратиграфического разреза

Этап 1. Построение палеогеографической кривой. Палеогеографическая кривая показывает изменение высотного положения поверхности осадконакопления относительно уровня моря во времени. Участки, которые находятся ниже горизонтальной линии, показывают морское осадконакопление на различной глубине. Участки выше горизонтальной линии отражают континентальное осадконакопление.

Этап 2. Построение эпейрогенической кривой. Мощность отложений каждого этапа осадконакопления откладывается от палеогеографической кривой, т.к. эта кривая показывает положение дна. Соединяя точки, получаем искомую кривую.

Этап 3. Построение орогенической кривой

На некоторых участках эпейрогеническая кривая обрывается и начинается заново на следующем участке разреза. Это происходит, потому что части разреза были разделены угловыми несогласиями. Необходимо прервать прежнюю эпейрогеническую кривую и начать заново ее построение, отстраивая ее от нулевой линии и учитывая мощности следующего этапа осадконакопления.

Для визуализации дискретных моментов, которые происходят локально, отстраивают орогеническую кривую, которая отражает время проявления тектонических (складчатых (орогенических) и разрывных движений).

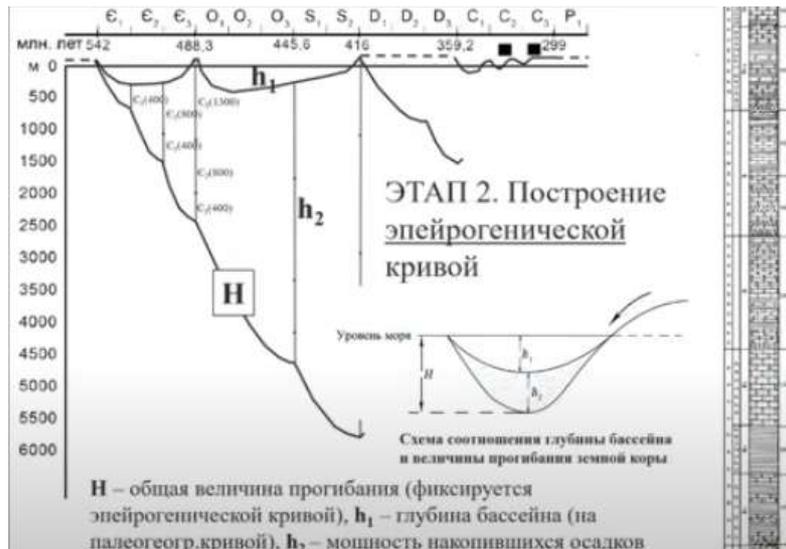


Рис. 6.4. Построение эпейрогенической кривой (этап 2)

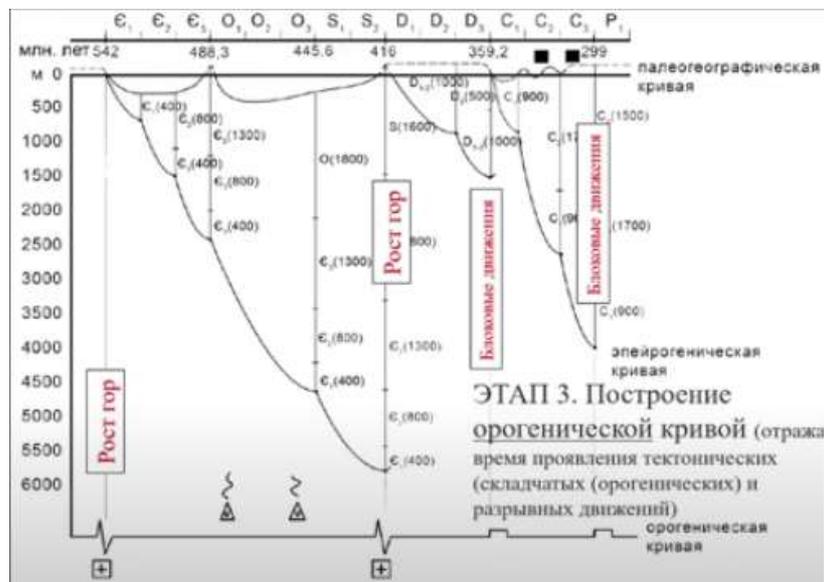


Рис. 6.5. Построение орогенической кривой (этап 3)

- 2) Литолого-палеогеографический анализ (метод анализа карт фаций и мощностей) – выявление областей поднятия и погружения на площади изучения фациальной изменчивости отложений данного возраста.
- 3) Палеогеографический метод Карпинского базируется на связи рельефа поверхности Земли и тектонических движений. По нескольким сопряжённым по времени картам отчётливо выявляется развитие структуры.
- 4) Объемный метод Ронова - расчетная оценка величины вертикальных перемещений с использованием величины объема денудированных осадков.

6.2. Строение Земли и основные структурные элементы

Форма Земли отличается от идеального шара и представляет собой эллипсоид вращения (математическая модель) или геоид (физическая модель).

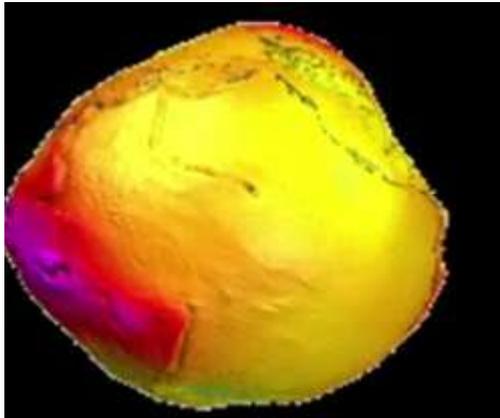


Рис. 6.6. Геоид

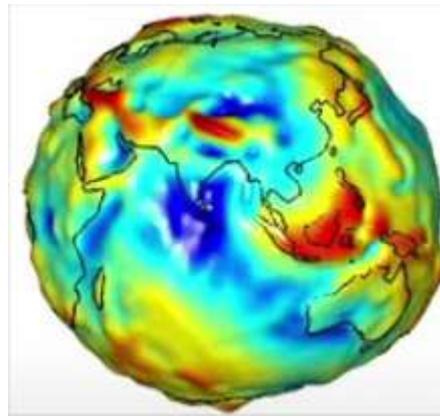


Рис. 6.7. Аномалии поля силы тяжести в редуции свободный воздух

Модель гравитационного поля Земли в трехмерном изображении, построенная по результатам высокоточных наблюдений, выполненных спутниками NASA под названием GRACE (март 2002 г.).

Методы изучения внутреннего строения Земли:

- Геологические методы - бурение, картирование (первые км);
- Геофизические методы (сейсмология, грави- и магнитометрия, геотермометрия) - дают основную информацию;
- Ксенолиты (куски глубинных мантийных пород в изверженных комплексах);
- Лабораторные эксперименты (особенно по фазовым изменениям минералов при разных РТ условиях);
- Изучение космических тел (метеоритов).

Геофизические методы

Информация о поведении сейсмических волн внутри Земли дает информацию о различных границах раздела.

Выделяются продольные и поперечные волны. Продольные волны проходят через все среды и преломляются на границах сред. Поперечные волны не проходят через жидкие и газообразные среды.

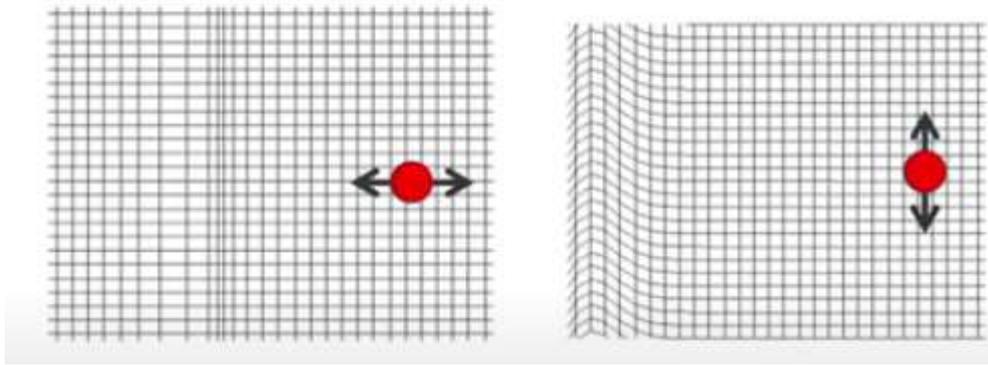


Рис. 6.8. Продольная волна (P-волна) – слева, поперечная волна (S-волна) – справа

Применяя метод анализа распространения сейсмических волн, можно сделать несколько важных выводов: скачкообразное изменение скорости сейсмических волн дают возможность выделить несколько границ.



Рис. 6.9. Изменение свойств с глубиной в недрах Земли

Внутреннее строение Земли

A - земная кора (0-75 км).

B - верхняя часть верхней мантии, включая астеносферу (0-×10 км).

C - нижняя часть верхней мантии (410-670 км).

D^I - нижняя мантия (670-2700 км).

D^{II} переходный слой (2700-2900 км).

E - внешнее ядро (2900-4980 км), обладающее свойствами жидкости.

F - переходный слой (4980-5150 км).

G - внутреннее твёрдое ядро.

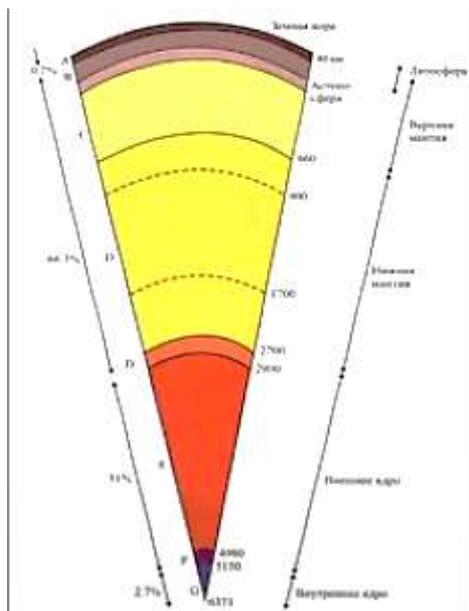


Рис. 6.10. Внутреннее строение Земли

Таблица. 6.1. Внутреннее строение Земли

Оболочка	Глубина, км	Плотность, г/см ³	Скорость продольных волн, км/с	Состав
Земная кора	5-75	2.7-3		
1)Осадочный слой	0-20(30)		5	Осадочные и магматические породы
2)Гранитно-метаморфический слой	0-40(50)		5.5-6.5	Метаморфические и интрузивные кислые породы
Граница Конрада				
3)Гранулитобазитовый («базальтовый») слой	15-30		6.5-7.3	Глубокометаморфизованные породы, интрузивы основного и ультраосновного состава
Граница Моховичича				
Астеносфера	400		8	Эклогиты
Верхняя мантия	660-670		11	Эклогиты
Граница Голицына				
Нижняя мантия	2900	4.68-5.69	13.6	
Граница Гутенберга				
Внешнее ядро	5000	9.3-11.5	8-8.1	Жидкое?

Переходный слой	5150	11.5-12		
Внутреннее ядро	6371	12-12.3	11-11.2	Твердое, аналог железо-никелевых метеоритов

Граница или поверхность Конрада - переход от 2 к 3 слою ЗК; характерен скачок скоростей Р-волн примерно с 6 до 6.5 км/с, а также в целом пониженные скорости прохождения волн и плотность. Может быть как достаточно резкой, так и постепенной

Граница Мохоровичича (Мохо или М) (названа в честь хорватского сейсмолога, впервые установившего ее в 1909 г.) - граница между корой и мантией, характерно скачкообразное возрастание скорости Р-волн с 7.5-7.7 в коре до 7.9-8.5 км/с в мантии в пределах маломощной (около 500 м) зоны.

Граница Мохоровичича обусловлена переходом габбро в перидотит либо фазовым переходом в породах одного и того же химического состава: либо от эклогита (внизу) к габбро (вверху), либо от перидотита (внизу) к серпентиниту (вверху).

Строение мантии

Мантия разделяется на верхнюю и нижнюю границу Голицына (впервые установлена в 1916 г.) - область формирования очагов наиболее глубоких землетрясений

Точки зрения на состав верхней мантии:

1) состоит из перидотитов - у/о пород, богатых Fe, Mg, близких по составу наиболее распространенной группе метеоритов хондритам (90% всех известных метеоритов);

2) сложена эклогитами, по химическому составу аналогичны базальту (габбро), но отличаются значительно большей плотностью и состоят в основном из граната и пироксена.

Состав ядра до сих пор не совсем ясен - вероятно, Fe+Ni примесью S и Si, что вытекает из несоответствия модельных рассчитанных и наблюдаемых скоростей сейсмических волн.

Литосфера и астеносфера

Широко применять эти термины впервые рекомендовал Р. Диц. В отличие от коры и мантии, выделяемым по вещественному составу и данным сейсмологии, литосфера и астеносфера понятия чисто физические (реологические): литосфера жесткая и хрупкая, астеносфера пластичная

Астеносфера (от греч. - слабый, - шар; гипотетически выделена Дж.Барреллом, 1914 г., сейсмологически подтверждена Б. Гутенбергом, 1951 г.) - невыдержанный по мощности слой разуплотненного вещества в верхней части мантии; объясняет явление изостазии - общего стремления земной коры к уравновешенности за счет мантии (установлено при измерениях силы тяжести на различных структурах)

Литосфера («литос» - камень; предложен Дж.Барреллом, 1916 г.) включает в себя земную кору и верхнюю часть мантии; её мощность от 3-4 км в пределах СОХ до 200-350 км под щитами древних платформ.

Типы земной коры.

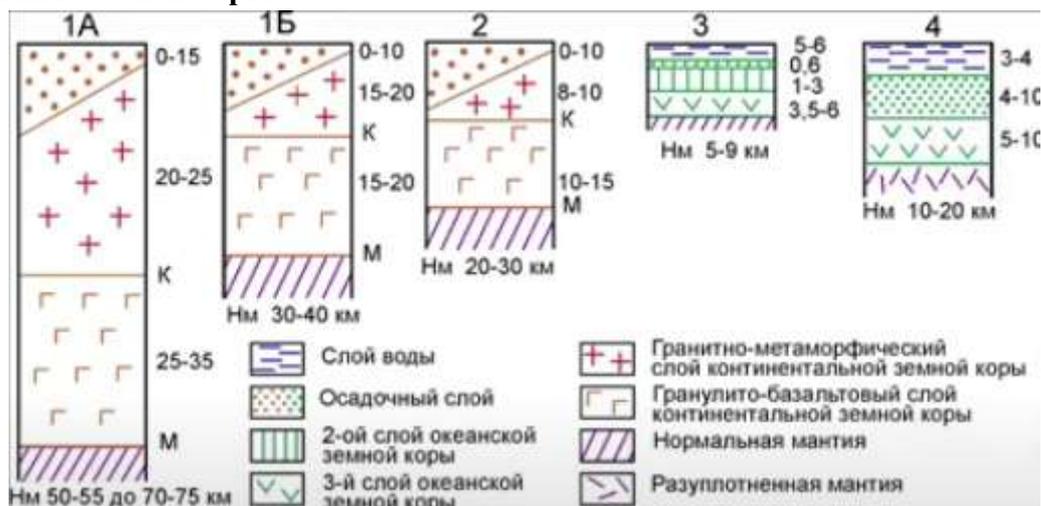


Рис. 6.11. Типы земной коры

Земная кора бывает 1 - континентальная; 2 - субконтинентальная, 3 - океаническая, 4 - субокеаническая.

Континентальный тип земной коры.

Характеризуется наличием всех трех слоев - осадочного (может отсутствовать), «гранитного» и «базальтового». Мощность (толщина) изменчива от 20-40 км (равнины) до 60-80 км (горные области). Распространена не только в пределах континентов, но и в пределах шельфовых зон континентальных окраин и отдельных участков внутри океанских бассейнов – микроконтинентов.

Верхняя часть (слои 1 и 2). Мощность известна по данным геофизики и бурения. Состав известен из непосредственных наблюдений. Осадочные породы (~10% массы, преобладают глинисто-песчаные), магматические (-45%, преобладают граниты, базальты), метаморфические (-45%, преобладают кристаллические сланцы и гнейсы).

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

Переходные типы земной коры

Субконтинентальный - внутри континентов и на их окраинах - 10-30 км с нечетким разделением 2 и 3 слоя. Выделен под некоторыми архипелагами островов и прилегающими к ним участками шельфа (Курилы и др.)

Субокеанический - осадочный слой (5-25 км) подстилается сейсмическим гранулитно-базитовым слоем. Обнаружен в крупных прогибах окраинных и внутриконтинентальных морей: в южной котловине Каспийского, в Черном, Японском, Охотском, Беринговом, Красном, Карибском морях, в Мексиканском заливе и др.

Лекция 7. Основные тектонические концепции. Структуры земной коры

7.1. Тектонические концепции

1. Геосинклинальная концепция (фиксизм)

Геосинклиналь – подвижная (тектонически активная) область земной коры, характеризующаяся:

- интенсивностью и контрастностью тектонических движений;
- большими мощностями осадочных пород;
- обширным развитием магматических образований

Развитие геосинклиналей заканчивается формированием складчатого сооружения

В теории впервые был отмечен контроль тектоники над процессами осадконакопления. В конце XIX в. концепция охватила Европу.

Г.В. Штилле предложил термины:

Эвгеосинклиналь – часть подвижного пояса, развитая на коре океанического типа.

В рельефе это задуговые и преддуговые бассейны, глубоководные желоба

Миогеосинклиналь – часть подвижного пояса, развитая на коре континентального типа. В рельефе это котловины окраинных морей

Мио- и эвгеосинклинали разделены центральными поднятиями – срединными массивами, которые на заключительной стадии становятся кордильерами. Это островные дуги.

Главной слабостью геосинклинальной концепции было отрицание значительных горизонтальных перемещений, которые сближали бы породы, образовавшиеся на обширных пространствах далеко друг от друга.

Накопленная история изучения геологического строения многих крупных орогенов создала основу для общей модели тектонической эволюции.

2. Тектоника плит (мобилизм)

1915 г. - А. Вегенер опубликовал гипотезу «дрейфа континентов». Однако, гипотеза не объясняла по чему и как перемещаются континенты...

1928 г. - А. Холмс предположил, что движущей силой являются конвекционные потоки в мантии.

После Второй Мировой войны - составлены карты океанического дна, открыты СОХ; действует обширная программа бурения океанического дна.

1961-1962 гг. - Роберт Диц и Гарри Хесс (США) создают «теорию раздвигания океанического дна», появились термины спрединг (предложен Р. Дитцем, 1961), субдукция, аккреция.



Рис. 7.1. Тектоника литосферных плит

Определение возраста океанской коры по линейным магнитным аномалиям

Модель Вайна-Мэтьюза

1. Непрерывное разрастание (спрединг) океанского дна от оси СОХ
2. Периодические инверсии (смены полярности) геомагнитного поля
3. Приобретение базальтами сильной термоостаточной намагниченности в направлении существующего геомагнитного поля в момент излияния в рифтовой зоне СОХ.

Тектоника «горячих точек» («плюмов»)

Мантйный плюм (англ. plume - факел) – это горячий расплав, поднимающийся от основания мантии независимо от конвективных течений. С МП связывают возникновение трапш, рифтов, «горячих точек» типа океанических базальтовых плато и др. Внедрением МП объясняют изменение в атмосфере и климате.

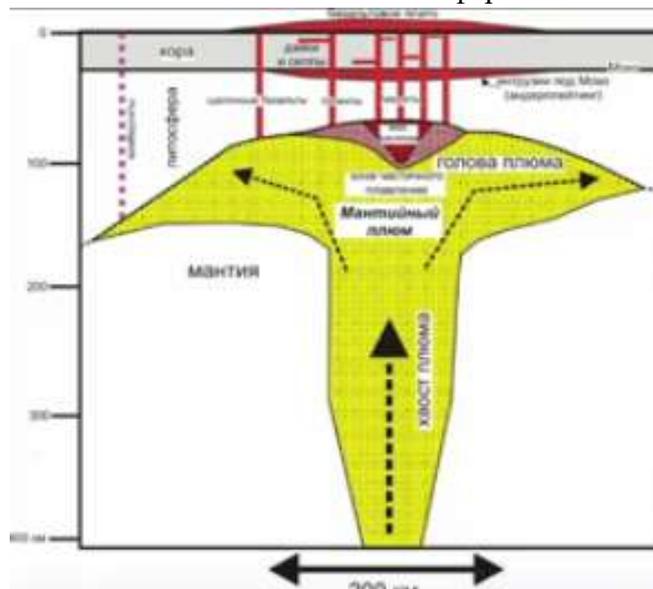


Рис. 7.2. Схема мантйного плюма

На рисунке 7.2. показана схема мантийного плюма в верхней мантии. Он дает многочисленные очаги магматизма, которые на поверхности проявляются как формирование обширной области, занимаемой базальтами. Подобные структуры приводят к излиянию масс базальтов как на континентах, так и в океанах.

Современные представления о развитии древних структур основаны на теории тектоники литосферных плит.

Литосферные плиты – относительно спокойные участки континентальной, океанической или смешанной коры с внутриплитными обстановками

Границы литосферных плит – узкие подвижные зоны с разным характером движения соседних плит:

- дивергентные (расхождение плит с наращиванием их площади; процессы рифтинга, спрединга);
- конвергентные (схождение плит с уменьшением их площади; процессы субдукции, аккреции, коллизии);
- трансформные (относительное перемещение без изменения площади плит; процессы сдвиговой тектоники).

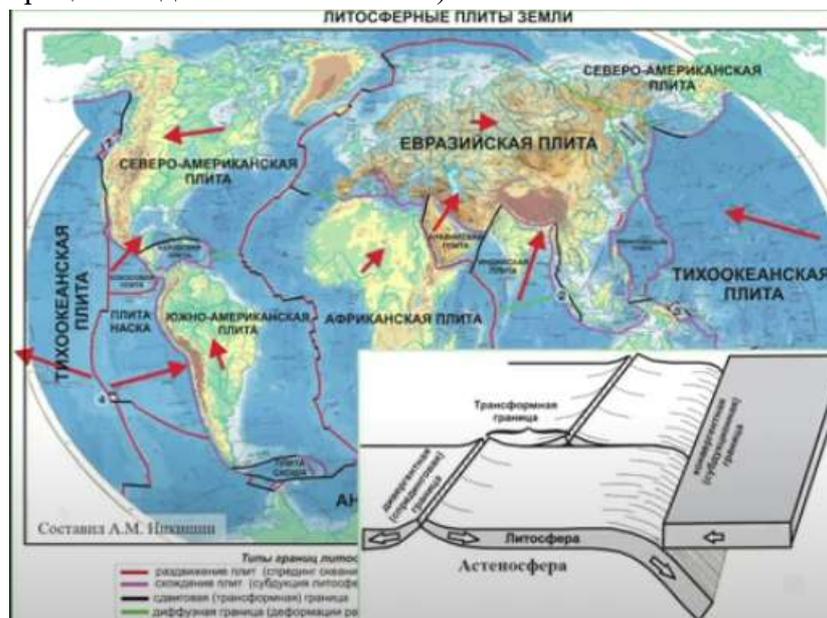


Рис. 7.3. Литосферные плиты Земли

Распределение эпицентров землетрясений на поверхности Земли основание для проведения границ литосферных плит.

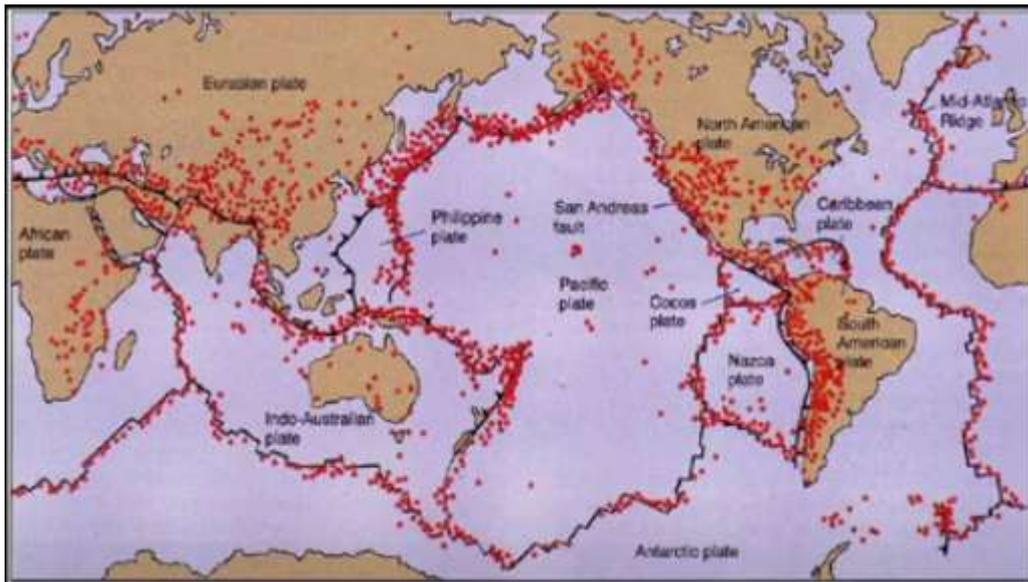


Рис. 7.4. Карта сейсмической активности

Срединно-океанические хребты (СОХ) тектонически и вулканически активны – это внутриокеанские подвижные пояса на границах плит.

Мировая система СОХ – 80 тыс. км; высота – 3-4 км, ширина до 2000 км.

В центральной части существует рифт (от англ. "rift" - расселина, ущелье) - грабен глубиной до 2 км, шириной 12-45 км.

Характерны: высокая сейсмичность, резко повышенный тепловой поток, низкая плотность верхней мантии. Наблюдаются повышенные скорости сейсмических волн, нет четкой границы между земной корой и мантией.

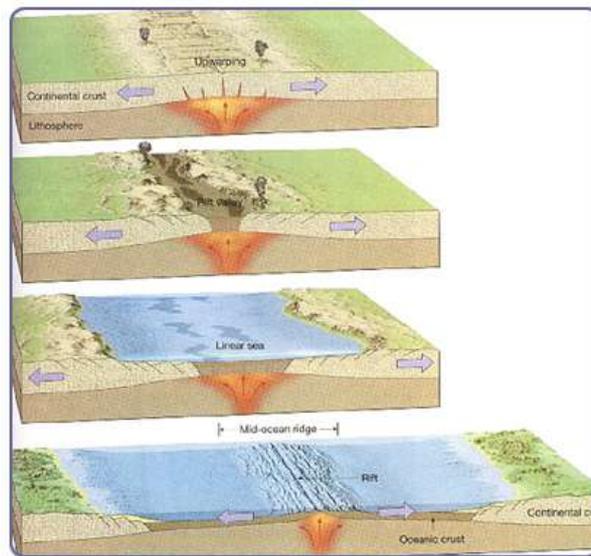


Рис. 7.5. Срединно – океанические хребты

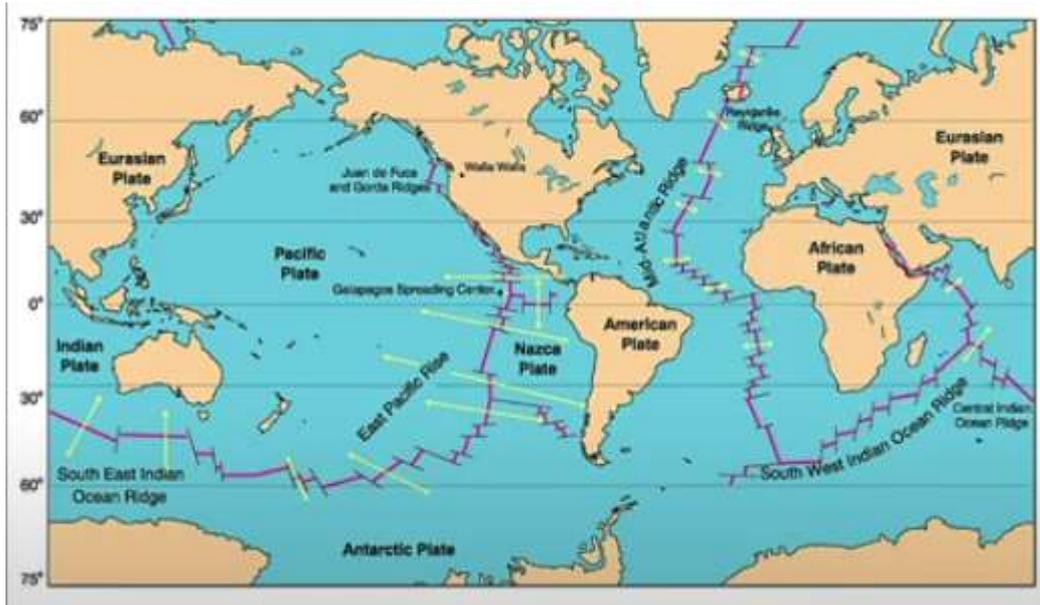


Рис. 7.6. Мировая система срединно океанических хребтов. Стрелки пропорциональны скорости спрединга.

Активные и пассивные континентальные окраины

В переходных зонах от океанов до континентов выделяют пассивные и активные континентальные окраины. Отличаются они активной тектоникой и процессами проявления магматизма в пределах активных окраин. В пределах пассивных окраин накапливаются осадочные образования значительной мощности, вулканизм практически отсутствует.

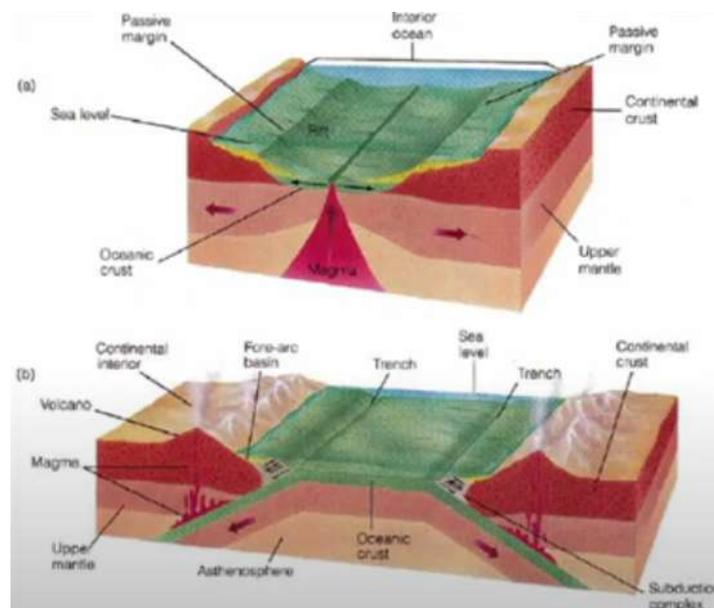


Рис. 7.7. Граница океана и континента: пассивные (а) и активные (б) окраины

Пассивные окраины (или окраины Атлантического типа) имеют такое название, потому что они наиболее характерны для современного Атлантического океана. Для пассивных окраин характерна следующая последовательность развития: начальная стадия развития пассивной окраины отвечает стадии континентального рифтинга. В процессе формирования континентального рифта может быть проявлен вулканизм основного состава и могут формироваться маломощные базальтовые покровы. После окончания рифтогенной стадии и рифт перешел на стадию спрединга, в пределах пассивной окраины начинают накапливаться мелководно морские отложения со стороны континентального склона. Таким образом, можно выделить этапы: синрифтовый и пострифтовый этапы образования пассивной окраины.



Рис. 7.8. Граница океана и континента: пассивные окраины Атлантического типа

Пассивная континентальная окраина может формироваться в результате разных процессов. Рассмотрим две модели.

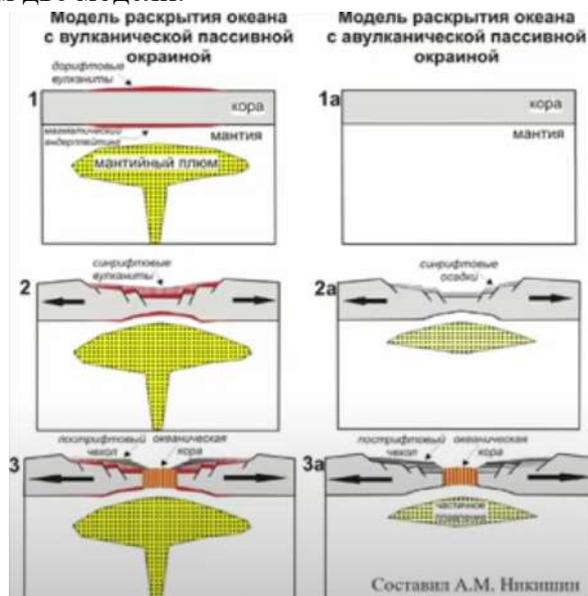


Рис. 7.9. Модели ранних стадий раскрытия океанического бассейна. 1 – дорифтовая стадия, 2 – стадия континентального рифта, 3 – стадия раскола литосферы континентального рифта и начала спрединга океанической коры.

Отличие: в первой модели влияние на литосферу сильно разогретой мантийной струи (плюма), это приводит к более интенсивному прогреву литосферы. Но только на начальном этапе развития пассивной окраины будет характерен магматизм. Вторая модель – нединамическая, когда часть континента, литосферной плиты находится в верхней части мантийной струи. На последнем этапе структура заполняется осадочным материалом.

Активная континентальная окраина (рис. 7.10) отличается от пассивной окраины существенным проявлением тектонических движений и магматизма. Для активных окраин характерно наличие островных дуг – системы островов с характерной вулканической деятельностью на них (*примеры*: Курильская дуга, Японская дуга). Островная вулканическая дуга формируется над погружающейся старой океанической корой, которая погружается под край континента. Активная окраина может сопровождаться не только формированием островной вулканической дуги, но и окраинно-континентального пояса. В тылу островной дуги формируется задуговой бассейн со стороны континента, перед островной дугой формируется преддуговой бассейн (со стороны океана). Преддуговой бассейн от океанической части может отделять аккреционный комплекс, который представляет собой комплекс осадков с океанической коры. В этот комплекс могут входить осадочные образования, накопленные на склоне островной дуги. Перед фронтом аккреционной призмы присутствуют глубоководные желоба.



Рис. 7.10. Строение активной окраины

Элементы складчатых систем в современном понимании (тектоника плит)

Палеоокеанические зоны – части складчатых систем с характерными палеоокеаническими комплексами пород (офиолитовая, островодужная ассоциации).

Палеоконтинентальные зоны – части складчатых систем, сформированные на месте эпиконтинентальных бассейнов на древнем основании (терригенно-карбонатные осадки, слабое развитие вулканизма - пассивные окраины)

Офиолитовые сутуры – узкая зона (глубинный разлом) на месте коллизионного шва закрывшегося океанического бассейна с офиолитами.

Аккреционные комплексы - сложный комплекс покровно-надвигового строения, образованный при субдукции – пододвигание одной части литосферной плиты под другую.

Островодужные комплексы – вулканогенно-осадочные комплексы, сформированные при развитии палеостровной дуги в условиях субдукции.

Аллохтоны - тектонические покровы различного происхождения.

Типы подвижных поясов

Существуют следующие типы подвижных поясов: межконтинентальный, внутриконтинентальный, окраинно-континентальный.

7.2. Формации и формационный анализ

Формация - крупный комплекс горных пород (осадочных, магматических, метаморфических), образованный в строго определенной геотектонической и геодинамической обстановке и характеризующий определенный этап развития земной коры.

Обычно 3-4 (реже больше) породных компонента. Помимо основных «формациеобразующих» пород в сложении формаций могут участвовать другие компоненты, иногда настолько характерные, что определяет название формации (угленосная, красноцветная и т.д.).

Формации определяются тектоническим режимом (мощность, площадь распространения, набор и характер переслаивания слагающих ее пород, влияние климата). Области распространения осадочных формаций отвечают бассейнам разного типа, одновременно являющимся структурными зонами или их частями.

Многообразие современных геодинамических обстановок может быть сведено к четырем основным группам:

- океанические (офиолитовая и др.);
- активных окраин континентов (сланцево-граувакковая, флишевая и др.);
- пассивных окраин;
- континентов (молассоидная, флишевая и др.);
- внутриконтинентальные (молассовая, платобазальтовая и др.).

Лекция 8. Циклы и этапность в развитии структур земной коры

8.1. Цикл Уилсона

В теории тектоники литосферных плит рассматривается формирование структур земной коры в рамках цикла Уилсона.

Цикл Уилсона (от океана до океана) и суперконтинентальные циклы (от суперконтинента до суперконтинента).



Рис. 8.1. John Tuzo Wilson (1908-1993)

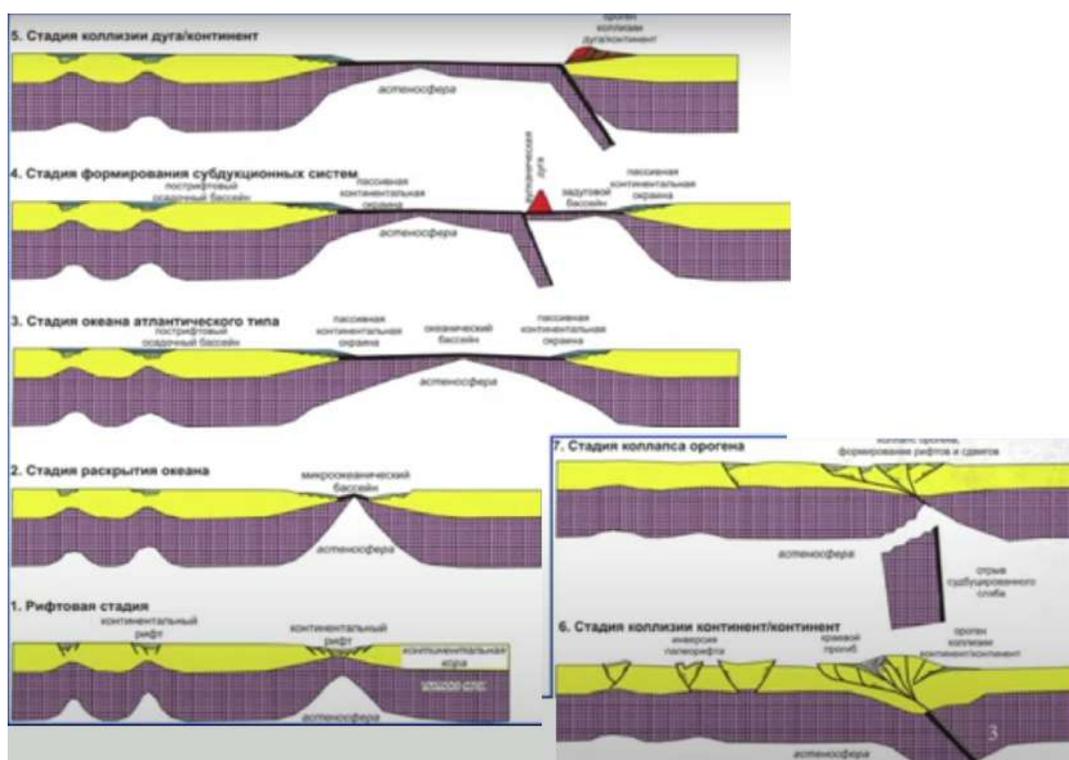


Рис. 8.2. Схема цикла Уилсона развития океанов в рамках эволюции литосферных плит

Цикл включает в себя:

- Континентальный рифтогенез.

- Океанский рифтогенез и спрединг (формирование пассивных континентальных окраин).
- Субдукция океан-континент, океан-океан (формирование активных окраин с вулканическими островными дугами и окраинными морями (Тихоокеанский тип) или вулканическими континентальными окраинами (Андийский тип)) - аккреция различных комплексов.
- Коллизия - дуга-континент (формирование континентов), континент-континент (формирование суперконтинентов).

Продолжительность каждого цикла около 750-800 млн лет.

Интересно понимать, какие стадии цикла Уилсона наблюдаются в пределах современной Земли. На рисунке 8.3. показаны эти события.

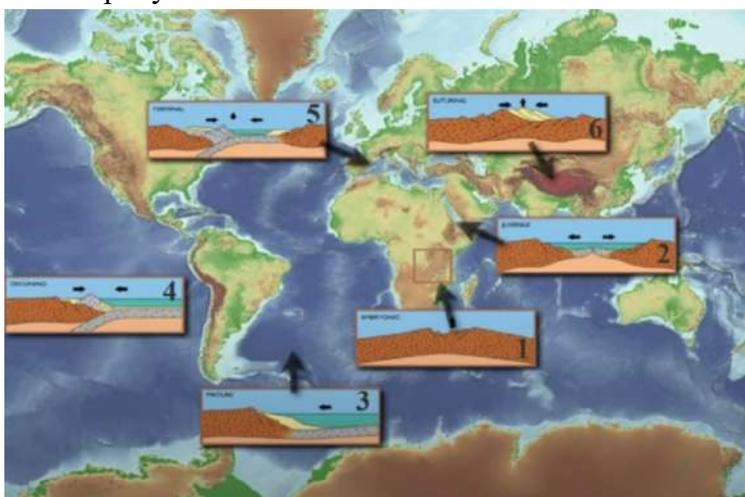


Рис. 8.3. Стадии цикла Уилсона на современном этапе

Первая стадия (континентального рифта) в данный момент осуществляется в пределах восточной Африканской системы.

Раскрытие молодого океанического бассейна (2) – область, где континентальная кора разорвана. В пределах этой области формируется молодая океаническая кора (зона спрединга). Типичным примером такой стадии является Красноморский рифт.

Окраины Атлантического океана практически все являются окраинами пассивного типа. Пассивная окраина – это области, где происходит мощное осадконакопление, но отсутствует проявление магматизма, тектонические процессы неактивны.

На стадии закрытия океанического бассейна (4) появляются зоны субдукции, магматические процессы проявляются активнее: бывают мощные землетрясения. Примером активных окраин являются окраины Тихого океана (Тихоокеанское огненное кольцо).

Следующую стадию можно наблюдать в пределах современного средиземноморского пояса (5). На данный момент эта территория активно воздымается. Океанический бассейн начинает закрываться.

Завершающая стадия развития (коллизийная) стала проявлена в Восточном сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса. В этой области нет остатков океанической коры; наблюдаются активные процессы орогенеза (образования гор).

8.2. Тектоническая периодизация истории Земли.

В истории Земли в настоящее время наиболее уверенно устанавливается существование четырех суперконтинентов:

- 1) Пангея-0 (Моногея, Кенорленд), образовавшаяся в конце архея (AR);
- 2) Пангея-I (Мегагея, Колумбия, Нуна, Гудзонленд), образовавшаяся в конце палеопротерозоя (PR,);
- 3) Пангея-II (Мезогея, Родиния, Паннотия), образовавшаяся в конце мезопротерозоя (R1,2);
- 4) Пангея-III (вегенеровская), образовавшаяся в конце палеозоя (PZ).

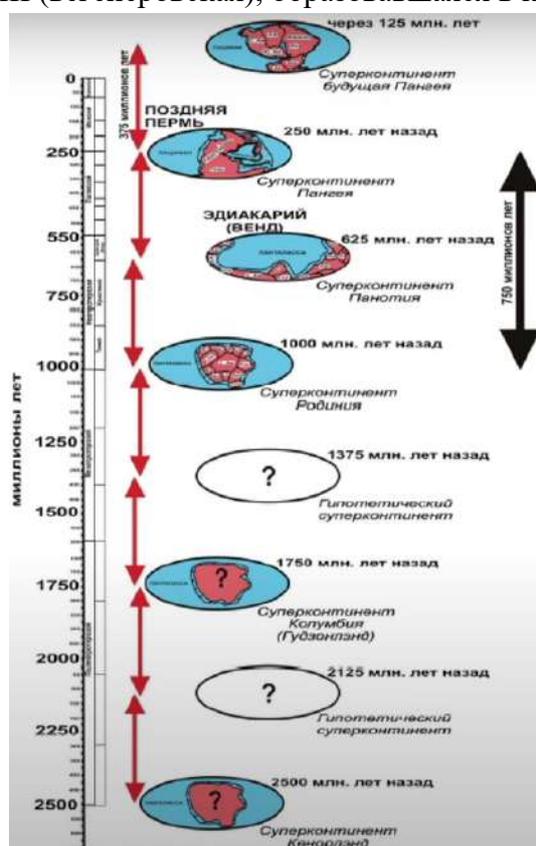


Рис. 8.4. Модель суперконтинентальных циклов в протерозое-фанерозое (составил Никишин А.М.)

Теория тектоники литосферных плит, связывающая движение последних с конвекцией в мантии, хорошо объясняет механизм взаимодействия между плитами, но не дает ответа на вопрос, почему земные континенты с определенной периодичностью то собираются вместе, формируя суперконтиненты, то снова расходятся.

Причина сборки крупного суперконтинента обсуждается до сих пор. Конвективные потоки в мантии организованы достаточно единообразно и действуют по всей мантии.

Они не имеют единой последовательности и направленности, но приводят к движению континентальных масс.

Механизм формирования континентов

Существует некоторая категория мантийных пород (базальтов), которая по своим свойствам отличаются от других базальтов.

Периоды активизации плюмового магматизма в истории Земли на основе геохимических индикаторов отклонений содержания Cr, Ni и MgO от средних. После построения графиков изменения этих элементов, ученые выяснили, что пики их содержания в базальтах того или иного возраста, хорошо согласуется с временем существования уже предсказанных суперконтинентов.

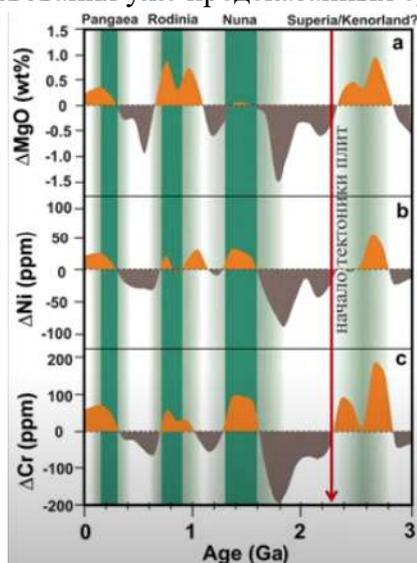


Рис. 8.5. Изменение содержания Cr, Ni, MgO

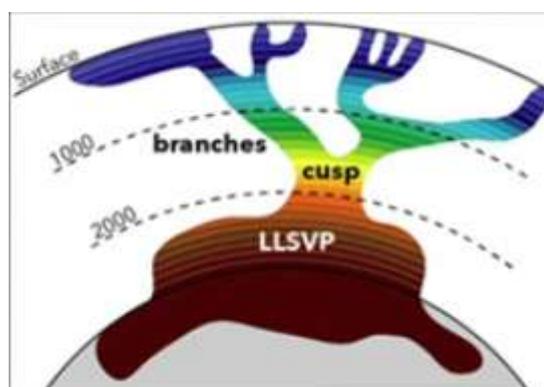


Рис. 8.6. Упрощенная модель плюма

Таким образом, базальты, имеющие повышенное содержание элементов, образовывались по – другому. Такие базальты формируются в результате плюмового магматизма. Именно эти породы отвечают активизации мантии: с низов поднимается сильно разогретое вещество и изливается на поверхность.

Впоследствии, после появления сейсмотомографии были обнаружены области пониженных скоростей распространения поперечных волн. Подобные области фиксируются у основания мантии (рис. 8.6., LLSVP). В мантии они распространяются растекаясь.

Суперплюмы – это крупные области пониженных скоростей поперечных S-волн в нижней части мантии (слой D").

Периоды активизации плюмового магматизма совпадают с периодами существования суперконтинентов.

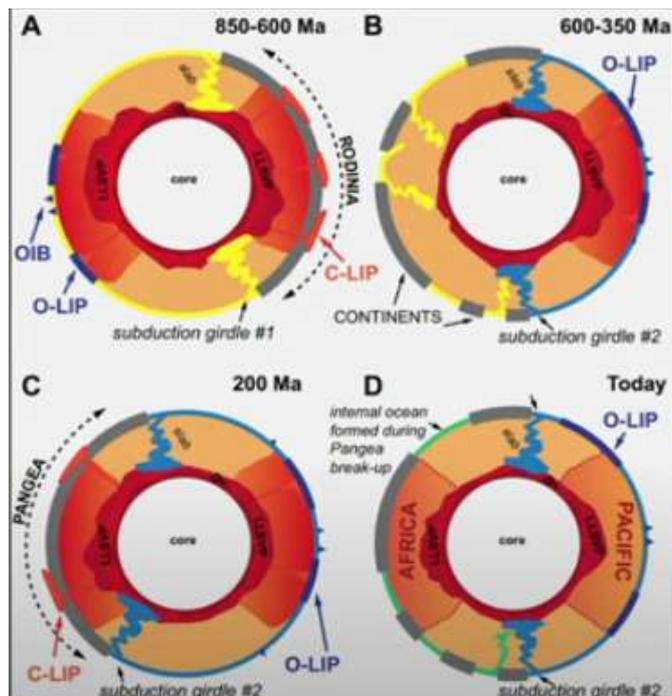


Рис. 8.7. Сочетание тектоники плит и плюм-тектоники

Ряд русских исследователей (В.Е. Хаин, М.А. Гончаров и др.) тоже разрабатывали концепцию цикличности в развитии структур Земной коры:

- 1) суперконтиненты формируются с периодичностью около 800 млн. лет, центры их масс располагаются в экваториальной области;
- 2) после их распада возникают мегаконтиненты попеременно в южной и северной приполярных областях, образуя цикл меридионального дрейфа около 1600 млн. лет;
- 3) главными факторами такой организации являются суперплюмы, расположенные в «горячем» экваториальном поясе Земли (распад суперконтинентов), дрейф земного ядра попеременно в сторону Южного и Северного полюсов (попеременный меридиональный дрейф континентов) и направленный к экватору центробежный эффект вращения Земли (созидание суперконтинентов).

Стадии развития складчатой области

- 1) океаническая, или геосинклинальная (осадочные и вулканогенные породы большой мощности, затем складчатые и метаморфизованные, прорванные интрузивами кислого состава);
- 2) орогенная (обломочные континентальные отложения - моласса);
- 3) плитная (мелководно-морские и континентальные отложения разного состава и различной мощности).

Стадии развития платформ

Основные:

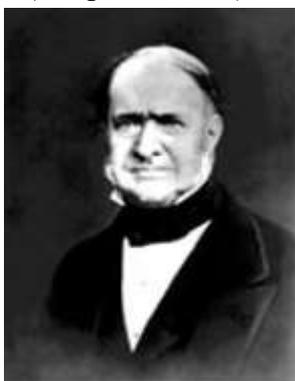
- 1) Кратонизация;
- 2) Авлакогенная (мощные осадочные, вулк.-осад. толщи);
- 3) Плитная (мелководно-морские, лагунные и континентальные отложения небольшой мощности)

Специфические:

- 1) Эпиплатформенный орогенез;
- 2) Рифтогенез;
- 3) Платформенный магматизм (трапповый, щелочной основного состава).

Тектоническая периодизация Земли

Методику определения возраста складчатости по стратиграфическим перерывам и угловым несогласиям разработал Эли де Бомон. Представление о периодическом характере тектонических движений ввел Марсель А. Бертран (1887 г.). Он выделил в истории развития земной коры Европы гуронский (докембрийский), каледонский (додевонский), герцинский (допермский) и альпийский геотектонические циклы.



*Рис. 8.8. Жан Батист Арман Лун Леонс
Эли де Бомон (1798-1874)*



*Рис. 8.9. Марсель Александр Бертран
(1847-1907)*

Эпохи складчатости и орогении Бертрана

Это циклы 2-го порядка (170-250 млн лет), также носят название тектономагматические эпохи (ТМЭ). Состоят из двух частей:

1. длительного эволюционного развития характерно образование океанов, широкое развитие морских обстановок (талассократия; от греч. thalassa - море, kratos - сила, крепость);

2. кратковременных бурных тектонических событий (складчатости и орогении) - характерно «господство» суши, относительное увеличение ее площади (геократия; от греч. ge - земля).

Талассократические эпохи.

Для эволюционных этапов характерно:

1. длительное прогибание подвижных областей и накопление в них мощных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ;

2. выравнивание рельефа суши (разрушение гор, плоскостной смыв с возвышенностей платформенных равнин и т. д.);

3. опускание окраин платформ, прилегающих к подвижному поясу, морские трансгрессии на платформах;

4. сглаживание климатических различий, что связано с широким распространением мелких, хорошо прогреваемых эпиконтинентальных морей и увлажнением климата материков, исчезновением ледниковых покровов;

5. возникновение благоприятных условий для жизни и широкого расселения фауны и флоры.

В тектонике плит, где суть тектонического процесса можно представить в виде сборки (субдукция, коллизия) и разрушения (рифтинг, спрединг) континентов в одном цикле Уилсона, фаза складчатости соответствует формированию складчатой системы на месте одного океанического бассейна.

Проявление каждой фазы локализовано в пространстве и времени, т.е. не распространяется на всю складчатую систему, охватывает только ее часть.

Названия структур можно дать по конкретным названиям фаз складчатости, но все их можно объединить в более крупные подразделения.



Рис. 8.10. Схемы строения складчатых областей разного возраста

Циклы Штилле

Внутри циклов Бертрана выделяются фазы тектономагматической активности, в конце которых происходит активизация тектонических процессов на каком-либо одном ограниченном участке подвижной области - цикл Штилле.



Рис. 8.11. Ганс Вильгельм Штилле (1876-1966)

Проявляются в разных частях планеты в среднем примерно через каждые 30 млн лет. Продолжительность - млн лет, в фанерозое более 40 орогенических фаз, зачастую совпадают с границами геохронологических эпох.

8.3. Фазы складчатости

Архейско-протерозойские фазы складчатости:

- кольская (саамская) – AR₁/AR₂ (3.0-3.2 млрд л.);
- беломорская (кеноранская, родезийская) - AR/PR (2.5 млрд.л);
- карельская, свекофеннская PR₁/PR₂, (2.0 -1.8 млрд. лет);
- готская (эльсонская) – R₁/R₂ (1.350 млрд л.);
- дальсландская (гренивилльская) - R (1.050 млрд л);
- байкальская - R-V (0.8-0.56 млрд. лет).

Палеозойские фазы складчатости:

- Герцинская – интервал от D/C до P/T. Несколько фаз, 358-252 млн. лет (Аппалачи, Урал) – формирование Пангеи;
- Каледонская – интервал S и рубеж S/D, несколько фаз, 430- 395 млн. лет (Скандинавия);
- Таконская – интервал рубеж O/S, 443 млн. л. (Казахстан);
- Салаирская – интервал от Cm₂ до Cm₃, 497 млн. лет (Кузнецкий Алатау).

Мезозойские фазы складчатости:

- ларамийская: K/Pg, 66 млн. л. (Сихотэ-Алинь);
- верхоянская: несколько фаз, примерно K₁/K₂ последняя 125 млн. л. (Верхояно -Чукотская область);
- невадская (новокиммерийская): J/K, 145 млн. л. (Кордильеры);
- индосинийская (древнекиммерийская): T/J, 201 млн. л. (Индокитай).

Кайнозойские фазы складчатости:

- позднеальпийская – N₁/N₂, 5.3 млн.л. (Средиземноморский складчатый пояс)
- раннеальпийская Pg₁/Pg₂, 33,9 млн.л. (структуры Кавказа и др.)

Циклы Уилсона - Бертрана - Штилле обычно связывают с эндогенными процессами планеты. Некоторые определяющее значение отводят космическим первопричинам.



Рис. 8.12. Космические первопричины

На основе этих представлений была создана Галактическая хронологическая шкала. Шкала начинается не с момента образования Земли, а с формирования Солнечной системы.

Палеогенная зона	Палеогенная зона	Ботанический индекс	Время, млн лет*	Важнейшие тектономагнитические зоны (ТМЗ) и события
ФАИЕРЭЗОВ	Нюгвий	NT	140	К - Q, альпийская ТМЗ, молодые океаны, мелкоконтинентализация, разум
	Фитоний	PT	355	С - J, герцинская и киммерийская ТМЗ, «растительная революция», рептилии, Пангея-III
	Фосфорий	PP	570	С - D, каледонская ТМЗ, «скелетная революция»
ПРОТЕРОЗОЙ	Эдвардский	ED	635	Эдвардская фауна
	Криогенный	CG	785	Глобальные оледенения
	Тоний	TN	1090	Байкальская ТМЗ, раскрытие палеозойских океанов
	Степий	SN	1215	Гренвилевская ТМЗ, рифтогенез на Megate, Родиния
	Экзай	EC	1430	Расширение площади чехла на древних платформах
	Каллиний	CL	1645	Начало формирования чехла на древних платформах
	Стагерий	ST	1860	Фундамент древних платформ, Пангея-I (Megate)
	Орозий	OR	2075	Широкое проявление органических процессов
	Ресий	RH	2290	Рифтогенез на Пангея-0, потоки лав
	Сидерий	SD	2505	Накопление железорудных формаций (железиститы)
АРХЕЙ	Кратоний	CR	2720	Кратонизация архейской коры, Пангея-0
	Хабузий	CB	2935	Первые обширные осадочные бассейны
	Хлороний	CP	3150	Формирование глобальных «ослабленных поясов»
	Паней	GS	3365	Интенсивное развитие массивов «серых гнейсов»

Палеогенная зона	Палеогенная зона	Ботанический индекс	Время, млн лет*	Важнейшие тектономагнитические зоны (ТМЗ) и события
АРХЕЙ	Магней	MN	3580	Высокомантиальные коматитовые лавы
	Литоний	LT	3795	Формирование литосферы, гидросферы, атмосферы
ПРИСКОЙ (полю)	Бомбардний	BB	4010	Интенсивная бомбардировка астероидными телами
	Регоний	RG	4225	Формирование первичной «реголитово-подобной» коры
	Селений	SL	4440	Начало лунной стадии развития Земли
ПРЕДПЛАНЕТНОЕ ВРЕМЯ (эоэ)	Аккреций	AC	4655	Аккреция планет Солнечной системы
	Метеоритий	MT	4870	Образование метеоритного вещества
	Илий	IL	5085	Формирование вещества протопланетного облака

Рис. 8.13. Галактическая геохронологическая шкала

Вся шкала поделена на одинаковые отрезки времени, что соответствует одному галактическому году. Шкала отражает не следствия геологических процессов, происходивших на Земле (вымирания фауны, колебания УМО, инверсии магнитных полюсов и др.), а причинные события галактического масштаба.

Галактический год (время одного оборота Солнечной системы вокруг центра Галактики) – это 215 млн лет.

При вращении вокруг центра Галактики Солнечная система пересекает участки, в различной степени насыщенные своеобразными струйными потоками (газопылевые облака, скопления астероидов и комет, межзвездный газ). Эти потоки оказывают влияние на гравитацию Солнца и планет и являются главными возбудителями тектонических процессов на Земле.

8.4. Принцип тектонического районирования по возрасту завершающей складчатости

Основные положения:

- Выделение естественных участков земной коры на основе их историко-геологического развития, морфологических особенностей, геолого-геофизического и геохимического изучения.
- Выделяют тектонические структуры, структурно-формационные зоны и комплексы, структурные этажи в соответствии с тектоническими циклами и фазами.
- Главное внимание уделяется структурам и этапам развития территорий, когда происходят геологические события, изменяющие тектоническую обстановку.
- Проводится по возрасту завершающей или главной складчатости, после которой данный район превращается в складчатую область. Возраст консолидации = возраст формирования континентальной коры.

Основа геологических и тектонических карт – возраст.

- Геологические карты отражают возраст пород (осадконакопления, магматических процессов).
- Тектонические карты отражают возраст структур (деформаций, складчатости).
- Состав комплексов (осадочных, магматических, метаморфических) отражает условия их формирования.

Специальные тектонические карты

- Карты структурных ярусов;
- Карты геодинамических обстановок;
- Карты литодинамических комплексов (комплексы пород, формирующиеся в определенных геодинамических обстановках).

Лекция 9. Геологическая история Земли в докембрии

9.1. Образование Солнца и планет Солнечной системы

Вселенная образовалась 13.8 млрд лет назад в результате Большого Взрыва, породившего облачные скопления H и He . В результате сжатия этих скоплений, вызвавшего разогрев внутренних зон «облаков» до температуры в млн градусов, образовались звезды, в т.ч. и Солнце.

Существуют две концепции того, что послужило толчком для начала конденсации газа и пыли в протозвездную туманность:

1) Эволюционная - базируется на образовании протозвездной туманности из рассеянных газа и пыли под воздействием гравитационного сжатия.

2) Катастрофическая - исходит из взрыва Сверхновой звезды в окрестностях будущей Солнечной системы, что могло привести к появлению всего разнообразия химических элементов, а ударная волна взрыва могла стимулировать начало конденсации межзвездной материи, приведшей к образованию Солнца и протопланетного диска.

На рисунке 9.1. показаны основные этапы формирования звезды.

1. Время формирования межзвездного облака, начало концентрации вещества в облаке, когда могут образовываться несколько ядер.
2. На втором этапе происходит быстрое сжатие плотного ядра и в нем начинаются процессы нарастания концентрации вещества.
3. Третья стадия характеризуется медленным сжатием. Этот процесс длится десятки миллионов. На этом этапе происходит зарождение термоядерного синтеза.



Рис. 9.1. Этапы формирования звезды

4. В процессе термоядерного синтеза происходит взрыв, зажигание звезды. При этом происходит мощный выброс вещества в окружающее пространство.

5. В этот момент формируется протопланетный диск.
6. Из протопланетного диска происходит формирование планет.

Во внутренней области образовались каменные планеты (Меркурий, Венера, Земля, Марс), в более холодной внешней части через 2 млн лет - планеты-гиганты (Юпитер, Сатурн), которые начали дрейфовать в сторону Солнца.

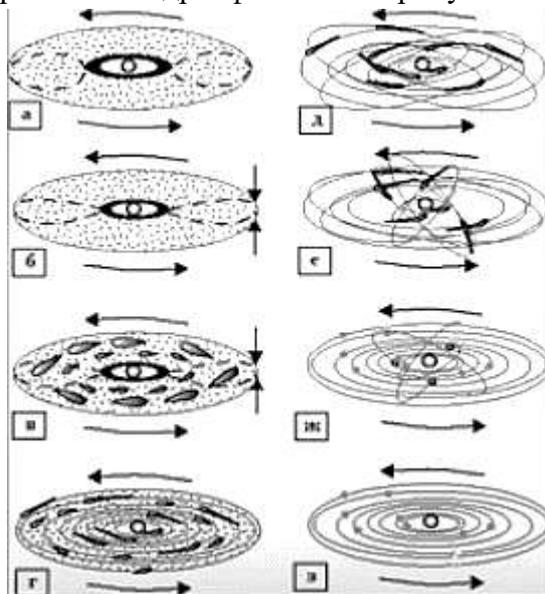


Рис. 9.2. Эволюция протопланетного диска теоретическая модель (по Макалкину, 1993 в: Хаин, 1995, с изменениями). а-г- оседание пыли, уплотнение пылевого субдиска и образование роя планетезималей; д-з объединение планетезималей в планеты.

Формирование Земли.

В прошлом существовала несколько точек зрения на изначальное состояние поверхности нашей планеты:

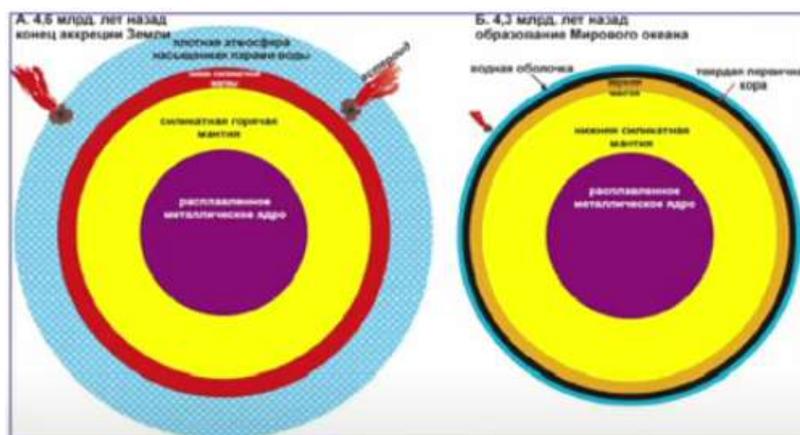


Рис. 9.3. Доархейский этап (Катархей, 4,65 4,0 млрд лет). Формирование протокоры

- изначально существенно горячая Земля; концепция гомогенной vs гетерогенной аккреции
- изначально холодная Земля; разогрев за счет гравитационной дифференциации вещества.

Считается вероятным, что формирование Земли началось с накопления более тяжелого и восстановленного материала, а продолжалось путем аккреции более окисленного материала, богатого летучими компонентами.

Через 11 млн лет после зарождения Солнечной системы масса Земли составляла 63% от ее современных значений, через 30 млн лет достигла 93%, тогда же Земля столкнулась с космическим телом, по массе близким Марсу и возникла Луна; через 20 млн лет после начала аккреции Земли образовалась большая часть ядра, а через 50 млн лет – все ядро.

Магнитное поле Земли появилось по мере роста жидкого железного ядра и возникновения в нем конвекции и усилилось около 3.3 млрд лет назад после выделения внутреннего твердого ядра.

Большинство исследователей признает существование «магматического океана» в верхней части мантии толщиной около 700 км на ранней стадии образования Земли (из-за образования Луны). Но вопрос о его длительном существовании из-за отсутствия в нем конвекции является спорным.

Астеносфера существует более 3 млрд лет (изотопные данные). Конвекции в мантии, астеносфере, а следовательно, тектоника плит и восходящие от границы ядро-мантии мантийные плюмы, существуют, по крайней мере, с AR_2 .

По подсчетам геофизиков дифференциация вещества будет продолжаться еще около 1.5 млрд лет, затем наша планета станет похожа на Луну или Марс.

Рассмотрим схематичное изображение подобных процессов.

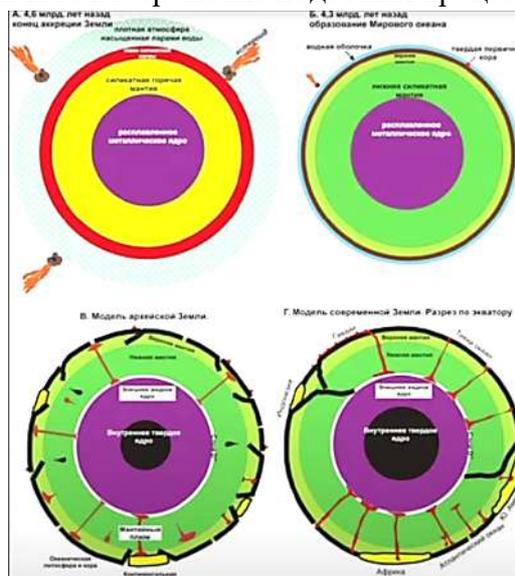


Рис. 9.4. Модели основных этапов истории планеты Земля

Считается, что существовали мантийные плюмы, которые поднимались от границы ядра/мантия, с момента обособления внешнего жидкого ядра. По оценкам некоторых ученых конвекция в мантии не протягивалась на всю глубину мантии, а существовала в верхнем, динамически-активном слое.

На модели Г показана модель тектоники плит на современном этапе ее развития. Наблюдается погружение тонущих частей литосферных плит в зонах субдукции на всю глубину, а не только в верхней части.

Этот период называется Катархейский.

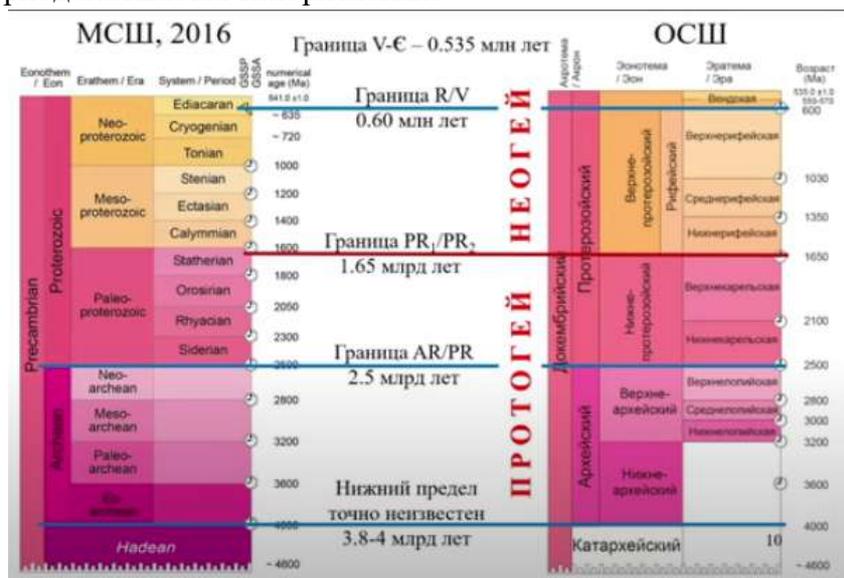


Рис. 9.5. Стратиграфическая шкала расчленения докембрия

На Земле есть вещество, которое имеет возраст более 3.9 млрд лет – это древние цирконы, имеющие возраст 4,4 млрд лет. Цирконы – это минерал, который формируется в кислых породах и очень устойчив в различных процессах (выдерживает метаморфизм, изменение Р-Т условий). Элемент концентрирует в себе изотопы, в частности, урана, тория. На Земле найдены цирконы с древним возрастом найдены на Севере Канады, юге Африки, Гренландии, Австралии и т.д.

Таким образом, Земная кора кислого состава начала формироваться почти с начала формирования Земли.

На рисунке 9.5. показаны международная и общая стратиграфические шкалы. Различия в них заключаются в датировке границ основных подразделений шкалы.

На карте 9.6. показаны области распространения пород докембрия. Красным выделены области выходов на поверхность пород (области щитов), зеленым показаны погребенные под более молодыми породами. Таким образом, на карте видно, что породы докембрия слагают большие пространства. Породы практически не содержат органических остатков, поэтому тяжело получить информацию об условиях формирования пород и возрасте.

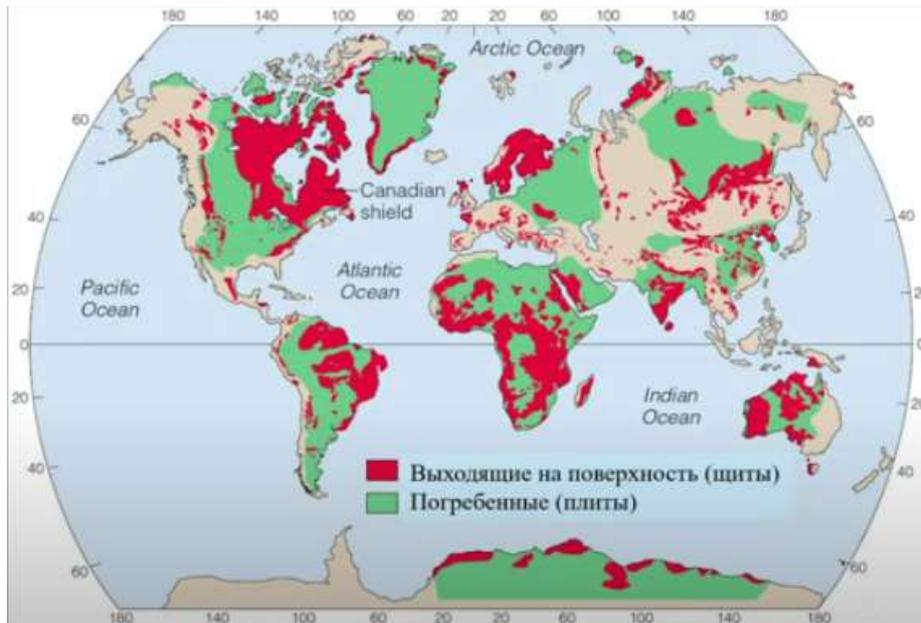


Рис. 9.6. Распространение пород докембрия

Методы и критерии стратиграфического разделения докембрийских образований.

1. По исходному литологическому составу (литологический метод).
2. По степени метаморфизма.
3. Структурный метод (по степени дислоцированности).
4. По соотношению с интрузивными комплексами.
5. Радиометрические данные.

9.2. Этапы формирования структуры земной коры в AR

Выделяется комплекс «серых гнейсов» или ТТГ (тоналит-трондъемит-гранодиоритовая) ассоциация – первичные ядра протоконтинентальной коры - 3.8-3.2 млрд лет (AR₁). На поверхность они выходят в пределах щитов древних платформ.

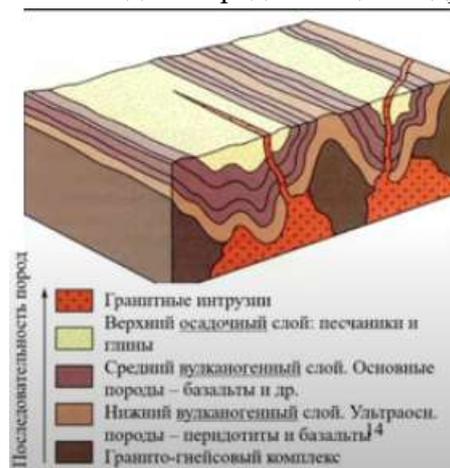


Рис. 9.7. Комплекс серых гнейсов

Состав: метаморфизованные Na-гранитоиды (гранодиориты, кварцевые диориты), амфиболиты, парагнейсы, изредка кремнистые и карбонатные (мраморы) породы.

Примеры: гнейсы Амитсок (Канадский щит), Исуа (Гренландия), кольская серия (Кольский п-в) и др.

Существует несколько моделей, в результате осуществления которых, происходило формирование первичных ядер древней земной коры. В процессе

А. Обдукционная модель

Обдукция – одна плита надвигается на другую. На модели А показано, что первичная кора, по всей видимости, была тонкой и происходило постоянное надвигание и дублирование участков образующейся коры, в результате чего происходил разогрев и выплавление этих пород.

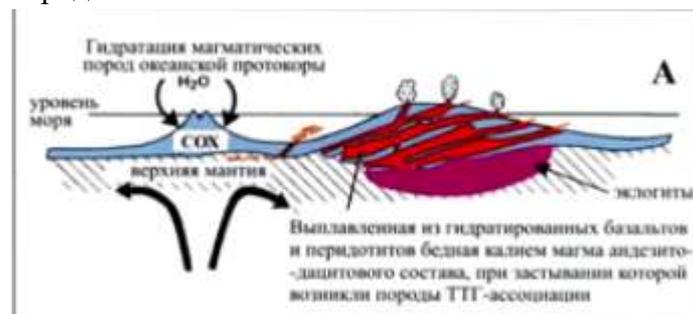


Рис. 9.8. Обдукционная модель

Б. Модель пологой субдукции

Модель предполагает, что из-за пологого угла субдуцирующей плиты происходит широкое развитие образований, надсубдукционных, в низах которой рисуются эклогиты.

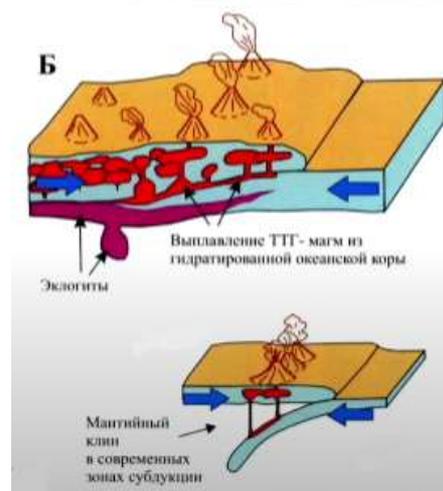


Рис. 9.9. Модель пологой субдукции

В. Модель гравитационной неустойчивости нижнего слоя утолщённой океанской протокры.

Модель говорит о том, что, сформировавшись, океаническая протокора создает экран над разогретой высокотемпературной мантией, откуда могут подниматься мантийные диапирсы, которые подплавляют нижнюю часть коры и приводят к ее плавлению в центральной части и к формированию пород среднего состава.



Рис. 9.10. Модель гравитационной неустойчивости нижнего слоя утолщённой океанской протокры.

На определенном этапе развития древней континентальной коры происходит ее дробление и формируются гранитные купола и между ними закладываются прогибы. Таким образом, формируются другие структуры – зеленокаменные прогибы.

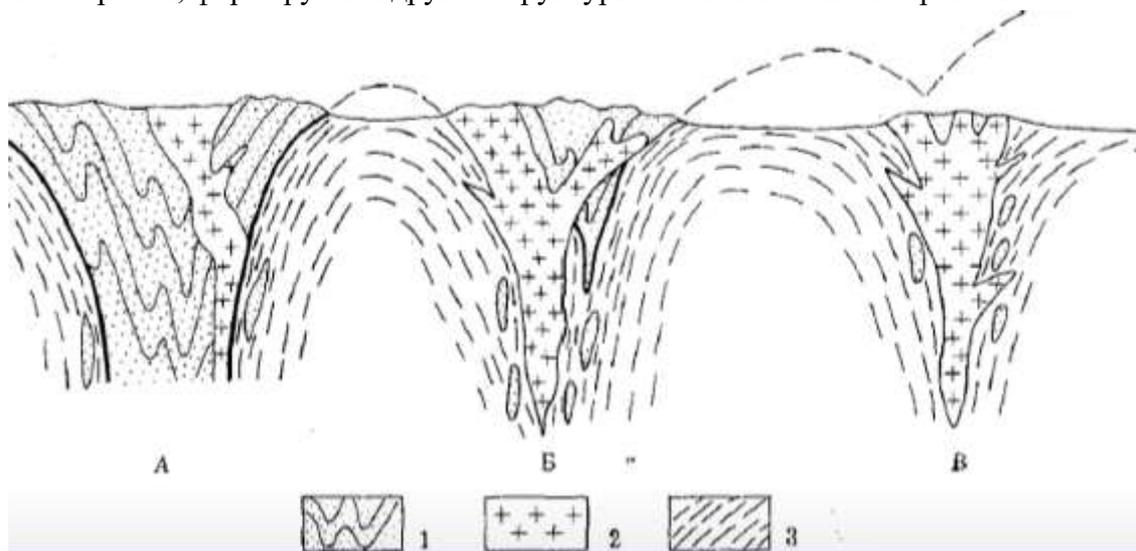


Рис. 9.11. Схема структуры архейских гранитных куполов и поздних гранитов (по К. Конди): 1 – зеленокаменные пояса; 2 – граниты, прорывающие синклинали; 3 – гранитные купола; А – приповерхностный срез; Б – промежуточный срез; В – глубокий срез

Зеленокаменные прогибы сложены породами, которые преимущественно имеют зеленый цвет. Разрез подобных структур можно представить в следующей последовательности: в нижней части – основные и ультраосновные породы, выше этот разрез надстраивается толщей лав основного и среднего состава, а также присутствуют

различные осадочные образования: карбонаты и терригенные породы. В верхней части разреза отсутствуют породы основного состава, и, главным образом, присутствуют осадочные породы и магматические среднего состава.

Происхождение зеленокаменных поясов ученым представляется следующим образом: это могла быть некоторая задуговая обстановка, когда в тылу островной дуги формируется островной прогиб и там накапливаются осадочные образования.

Существует другая схема формирования подобных структур – схема типа континентального рифта. На начальных этапах развития этой структуры предполагается достаточно мощный вулканизм основного состава, а затем заполнение этой структуры осадочным материалом, а впоследствии прорыванием гранитными интрузиями.

На рисунке 9.12. показана карта с обозначением выходов архейских пород на современных континентах. Архей распространен не так широко.

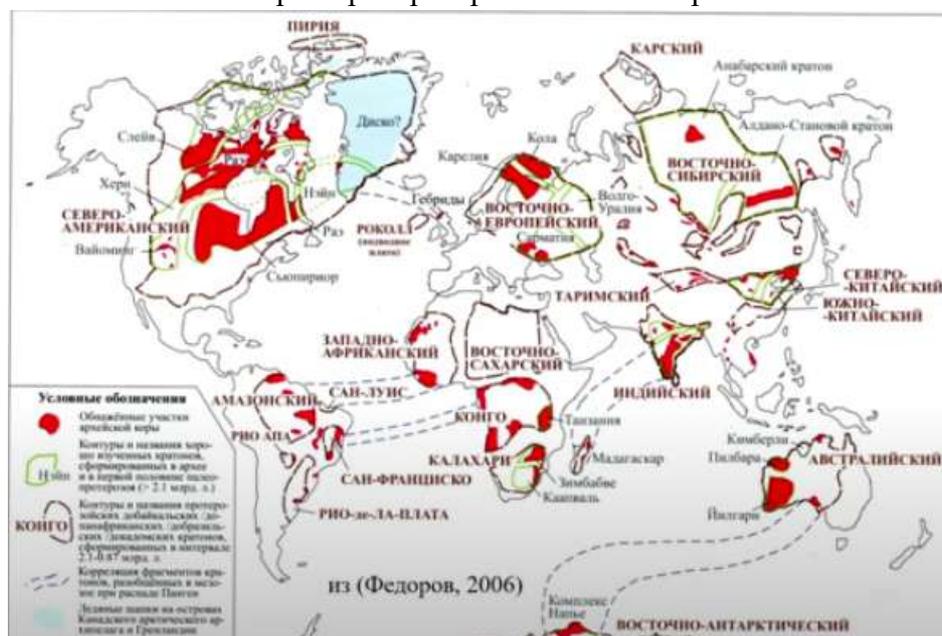


Рис. 9.12. Выходы архейских пород на континентах

К концу архея, возможно, формируется первый суперконтинент. Его точная конфигурация неизвестна. Конфигурации континентов моделируются на основе палеомагнитных данных. Так или иначе, предполагаемая Пангея-0, исходя из одновозрастности преобразования соответствующих пород, вероятно, в это время и образовалась.

Таким образом, можно сделать вывод, что к концу архея образовались протоплатформы – ранние структуры, которые позже войдут в ядра древних платформ. Протоплатформы включают в себя протоконтинентальные ядра («серые гнейсы») и зеленокаменные прогибы. По всей видимости, это то, что сформировало первый, предполагаемый суперконтинент Пангея-0 или Кенорлэнд.

По завершению архея Пангея-0 начинает распадаться с образованием более крупных подвижных поясов. По своему строению, по мощности отложений, по степени

деформации и метаморфизма, можно говорить о том, что подвижные пояса похожи на современные. Однако, по анализу структур понятно, что они были меньше, чем современные океаны. Тем не менее, они также сформировали горно-складчатые области. Формирование подобных структур завершилось 1,8 млрд лет назад и это закончилось к концу раннего протерозоя.

Таким образом, на момент конца архея - раннего протерозоя четко выделяются два типа структур и отложений в их пределах:

Протоплатформенные массивы

- локальное распространение, заполняют пологие впадины;
- кварциты, конгломераты, глинистые сланцы, реже карбонатные породы, очень характерны джеспилиты;
- мелководно-морские континентальные (в т.ч. тиллиты) маломощные отложения;
- слабо метаморфизованы, слабо дислоцированы.

Проточехол

Провинция оз. Верхнего (Канадский щит), Кольский и Карельский массивы (Балтийский щит), Трансваальский и Зимбабве щиты (Ю. Африканская пл.).

Подвижные пояса

- узкие протяженные зоны;
- исключительно морские вулканогенно-
- осадочные толщи огромной мощности (около 10 км);
- интенсивно метаморфизованы, дислоцированы и прорваны гранитами возр. 2100-1800 млн лет.

Вторая половина PR₁, 1800-1650 млн лет - орогенный этап, заполнение межгорных впадин и внедрение коровых гранитов с возрастом 1700-1650 млн лет.

Существуют в провинции Черчилл, Южная (Канадский щит), Кольско-Карельская складчатая система (Восточно - Европейская платформа), пояс Лимпопо.

На рисунке 9.13 показаны раннепротерозойские пояса – зеленой линией. Они не так широко распространены, но примерно одного возраста и одинакового состава, можно обнаружить в пределах разных континентов. Это указывает на то, что в это время, вероятно, формируется новый суперконтинент Колумбия (Нуна), или Пангея – 1.

Таким образом, к концу раннего протерозоя все континенты снова объединяются в единый континент.

Существует несколько вариантов конфигурации Колумбии. Сложность состоит в том, что тяжело найти неизменные породы для палеомагнитных исследований для более точного определения.

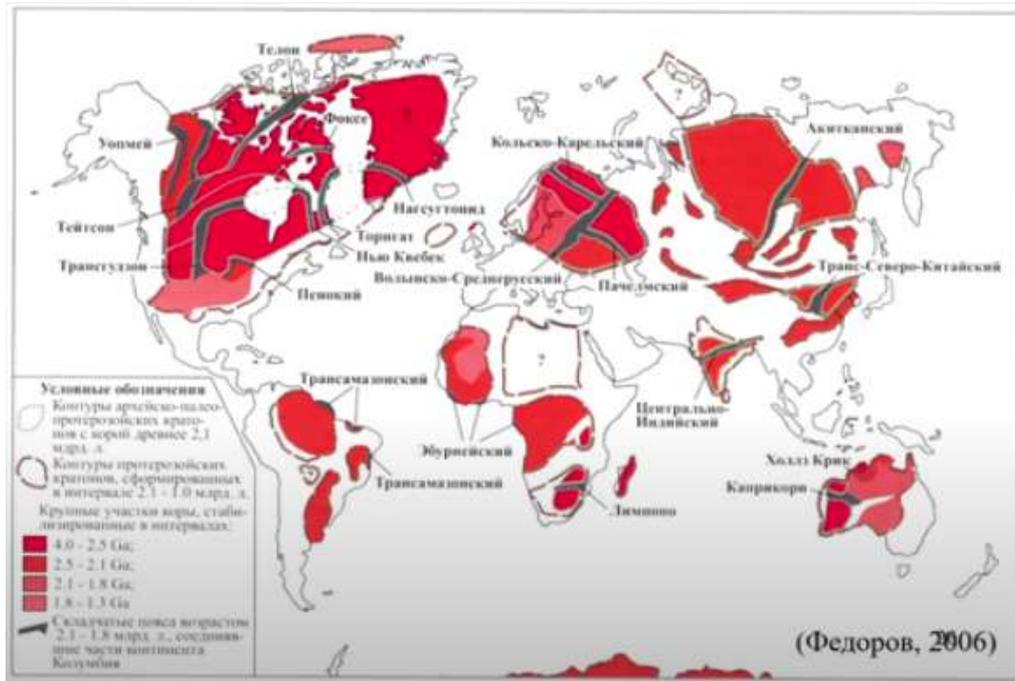


Рис. 9.13. Расположение коллизионных орогенных поясов PR_1 , в пределах докембрийских кратонов

Протогей AR- PR_1 . Выводы

- Протоконтинентальные ядра («серые гнейсы» или ТТГ) + зеленокаменные прогибы = протоплатформенные массивы.
- Раннепротерозойские складчатые пояса (гранулитогнейсовые пояса) = первые подвижные пояса (протоокеаны) и орогены.
- Протоплатформы + эродированные орогены = складчатое основание древних платформ.

Развитие древних платформ в PR_2

Отложения либо отсутствуют, либо представлены образованиями авлакогенов.

Авлакогены формируются в пределах мобильных частей платформ, выполнены континентальными, лагунными и морскими ритмично построенными отложениями (конгломераты, песчаники, строматолитовые известняки, прослойки кислых эффузивов). Слабо метаморфизованы, почти не дислоцированы.

Лекция 10. Геологическая история Земли в докембрии (продолжение)

10.1. Формирование суперконтинентов

Континентальная земная кора формировалась постепенно, начиная, возможно, еще с катархея, т.е. с тех самых времен, когда планета начинала формироваться.

В конце архея - в начале раннего протерозоя на Земле возник один из первых суперконтинентов, который объединил в себе все протоплатформенные ядра (2,5 млрд лет назад). Затем протоплатформенные ядра и раннепротерозойские подвижные пояса сформировали к концу раннего протерозоя другой суперконтинент, который называется Колумбия. Он объединял в себе все существовавшие на тот момент континенты. Реконструкция суперконтинента неоднозначна, потому что неочевидна конфигурация, которую имел континент на тот момент. Палеомагнитные данные не для всех участков суперконтинента ясны.

Спустя примерно 350-300 млн лет суперконтинент Колумбия начинает распадаться. Его максимальный распад приходит на время 1.3-1.2 млрд лет назад. Об этом свидетельствуют рои даек щелочного состава (черные полосы на карте), местонахождение которых известно: в Америке, Антарктиде, Австралии, в пределах Балтийского щита.

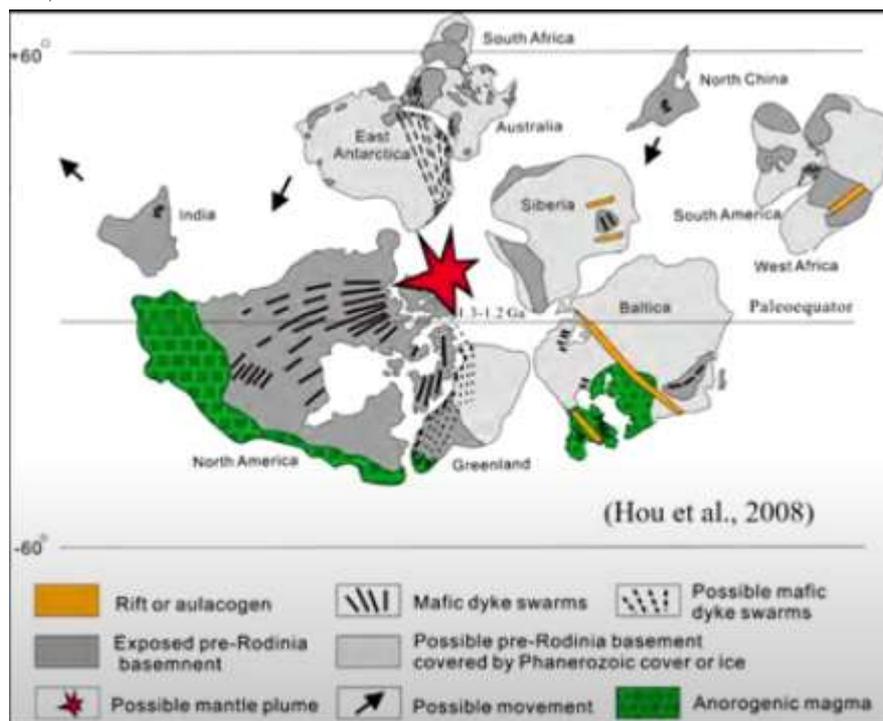


Рис. 10.1. Распад континента Колумбия

Распад этого континента связан с проявлениями одного из суперплюмовых событий. Это событие вызвало не только широкое проявление магматизма основного состава в это время на разных континентах, но и к проявлению тектонических событий, которые привели к образованию крупных систем – грабенов, или палеорифтов. Эти

системы грабенообразных прогибов называются авлакогены. Именно авлакогены, как следствие распада суперконтинента, сформировались в пределах древних платформ.

Развитие подвижных поясов в PR₂

В Северном полушарии были развиты обширные подвижные пояса на месте современных складчатых поясов, палеоокеаны Япетус, Прототетис, Прото-Тихий, Центрально-Азиатский.

Байкальская складчатость проявилась на участках, прилежащих к платформам, где накапливались терригенно-карбонатные толщи крупно-циклического строения мощностью до 10-15 км.

В этих поясах складчатость была проявлена только в краевых поясах, а также характерно слабое проявление магматизма в конце R. Древние платформы прирастались к следующим структурам: Гренвильский, Южно-Скандинавский, Тимано-Печорский, Енисейский кряж, Байкальские хребты, Центрально-Китайский пояс.

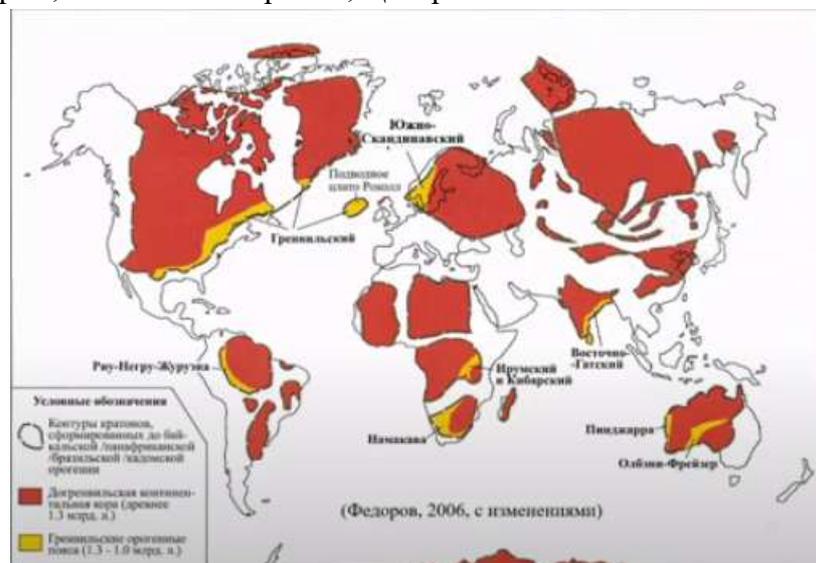


Рис. 10.2. Раннебайкальские (гренвильские) складчатые пояса (1100-850 млн. лет)

Суперконтинент Родиния

Во время появления ранне-байкальского цикла формируется следующий суперконтинентальный массив – Родиния. В очередной раз практически все существующие на тот момент континентальные массы снова объединяются в низких широтах в очередную пангею (Пангея – 2). Конфигурация этого суперконтинента неоднозначна, т.к. не для всех частей континента получены надежные палеомагнитные данные. Подобные, достаточно надежные данные были получены на Северо-Американской, Восточно-Европейской платформах, для Австралии, частей Африканского континента.

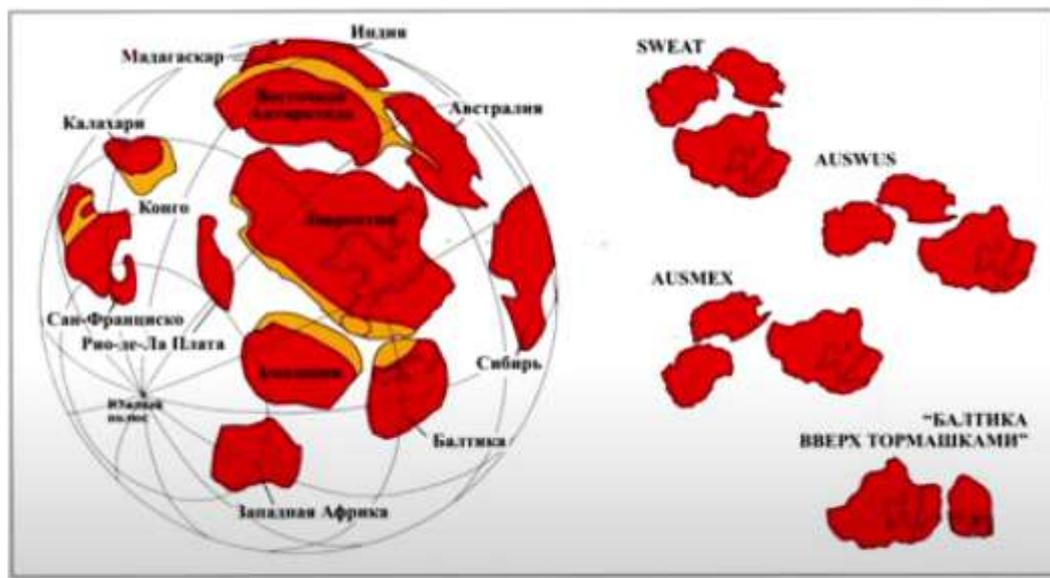


Рис. 10.3. Реконструкция суперконтинента Родиния (R2,3, 1100-850 млн. л.) (слева) и обсуждаемые в научной литературе варианты соединения континентов в пределах Родинии (справа)

Еще одна палеотектоническая реконструкция этого континента представляет расположение всех масс в ее пределах следующим образом: наиболее крупный участок в районе экватора (Лаврентия) – часть современного континента Северной Америки, Балтика – часть современной Восточно-Европейской платформы, ряд Южно-Американских платформ и т.д.

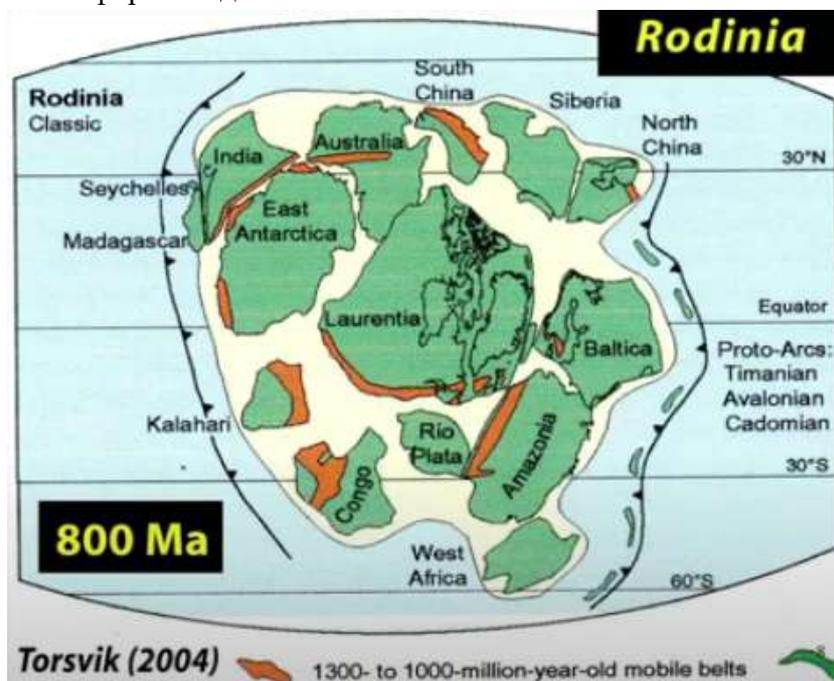


Рис. 10.4. Палеотектоническая реконструкция суперконтинента Родиния

Этот суперконтинентальный массив был окружен зонами субдукции со стороны океана Панталасса. Сборка суперконтинента происходила за счет того, что зоны субдукции собирали этот континент, и закрывали те подвижные пояса, которые в начале позднего протерозоя разделяли массы. Время существования Родинии – примерно 800 млн лет назад, но вскоре она начала снова распадаться.

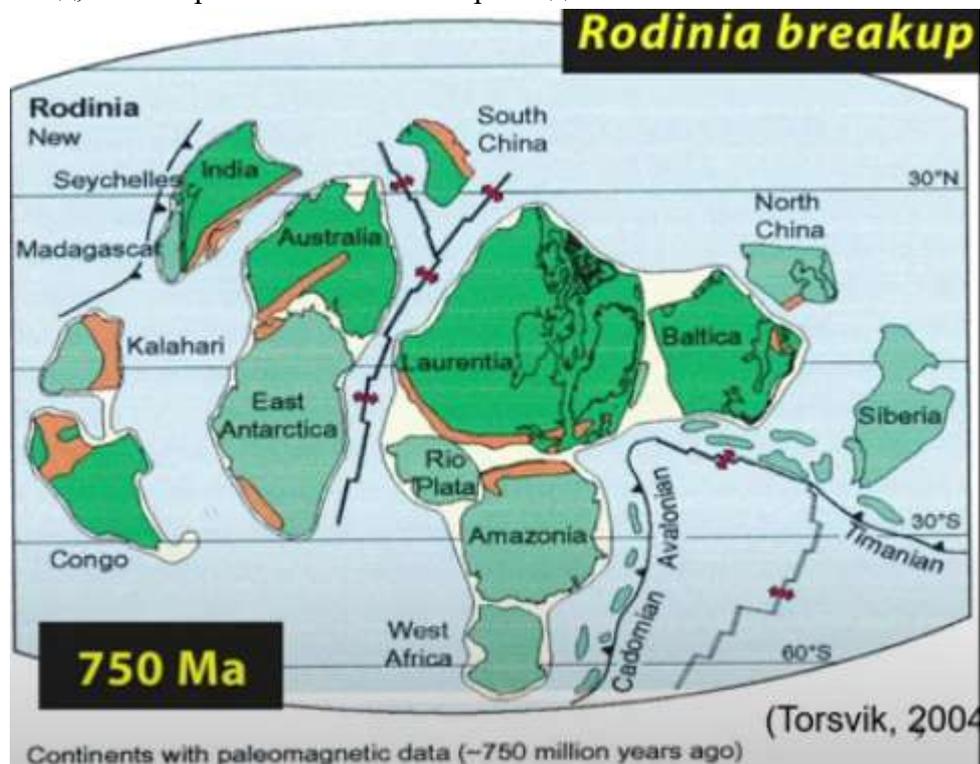


Рис. 10.5. Распад суперконтинента Родиния

750 млн лет назад – дата, которую ученые фиксируют как начало распада суперконтинента. Проявляется это в том, что между отдельными частями континентального массива формируются рифтовые зоны, сначала континентальные, затем области, в которых осуществляется спрединг, т.е. формируется кора океанического типа и океан. Таким образом, в конце позднего протерозоя начинают закладываться крупные фанерозойские океанические бассейны и подвижные пояса, которые впоследствии разделили части распавшейся Родинии.

Развитие подвижных поясов в PR₂

Подвижные пояса южного полушария выполнены морскими терригенно-карбонатными толщами мощностью 10-12 км в краевых частях, вулканитами, флишем - в глубоководной части.

- конец R - интенсивная байкальская складчатость, коллизия, гранитные интрузии;
- V - орогенный этап развития, континентальные грубо-обломочные толщи с кислыми эффузивами.

Складчатые пояса спаяли платформы в единый массив *Гондвана*, который отделялся от северных платформ Средиземноморским подвижным поясом (океан *Прототетис*).

На карте желтым цветом показаны позднебайкальские пояса, которые спаяли массивы в единый континент Гондаву.

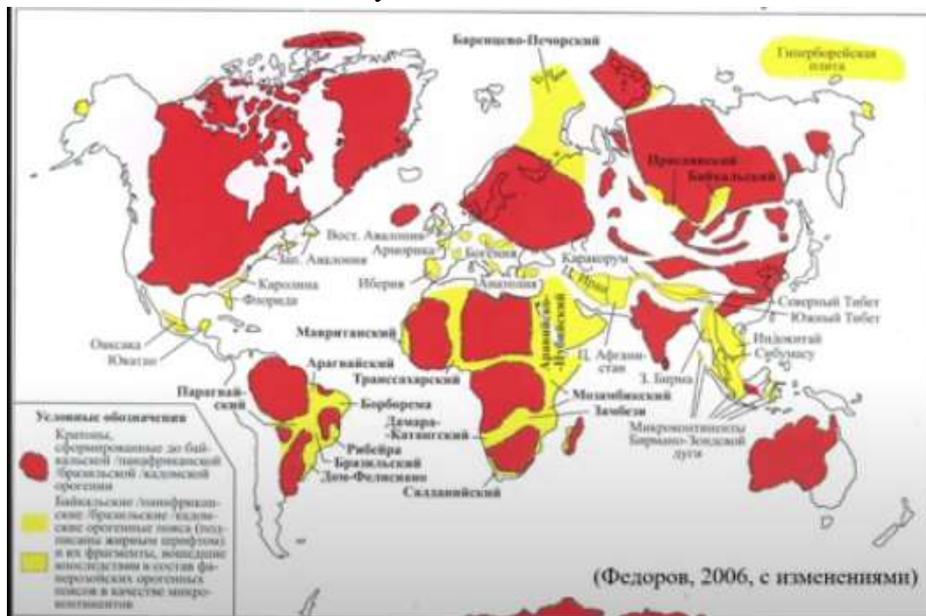


Рис. 10.6. Позднебайкальские складчатые пояса (7500-600 млн. лет)

Историческая реконструкция Гондваны на время видно: можно рассмотреть, как располагались обычные для нас континенты во времена Гондваны

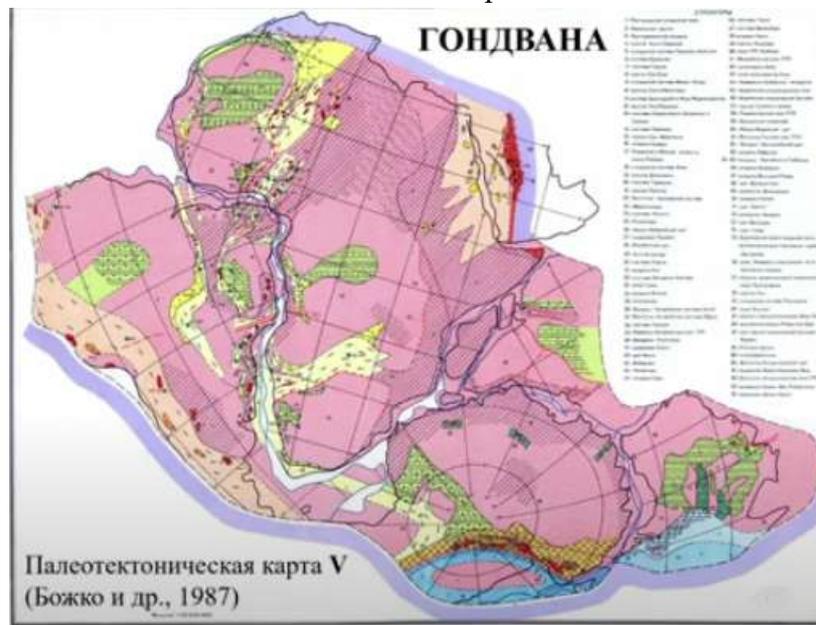


Рис. 10.7. Историческая реконструкция Гондваны

Рассмотрим подробнее распад суперконтинента Родиния.

Распад суперконтинента Родиния показан на рисунке 10.8. Постепенно, начиная со второй половины позднего рифея начался распад. На западной окраине (современной) Северной Америки формируются рифтовая система, начинается откол континентов Австралии, Антарктиды, Мадагаскара и Индостана и их дрейф, и далее, их приключение к западной окраине бывших частей Родинии. В начале венда происходит отклом Африканских и Южно-Американских континентов.

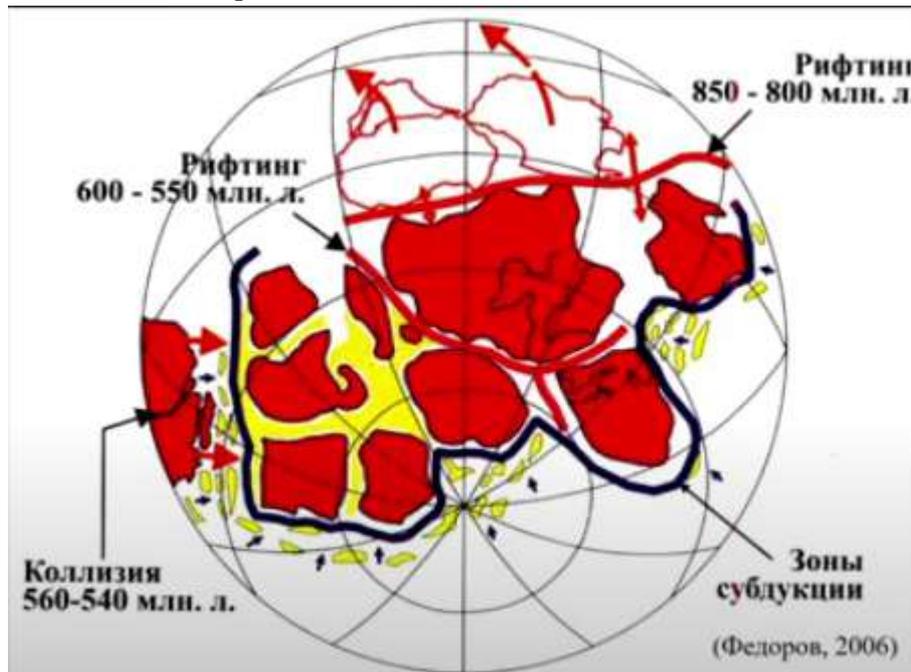


Рис. 10.8. Схема распада Родинии (850-550 млн. л.)

- 850-800 млн. л. - рифтинг, начало распада Родинии;
- 800-560 млн. л. - дрейф отколотого от Родинии континента, состоящего из Индии, Антарктиды, Австралии, Мадагаскара к западным окраинам распавшейся Родинии;
- 600-550 млн. л. - рифтинг отделяет Лаврентию и Балтику от кратонов Ю. Америки;
- 560-540 млн. л. - коллизия обломка Родинии (Южно-Американских кратонов) с кратонами Калахари, Конго, В-Сахарским, а затем с Индией и Антарктидой, панафриканская бразильская орогения, формирование нового суперконтинента Гондвана.

На рисунке 10.9. показано, как выглядела Гондвана в позднем протерозое. Ее сборка осуществлялась посредством существования зон субдукции.

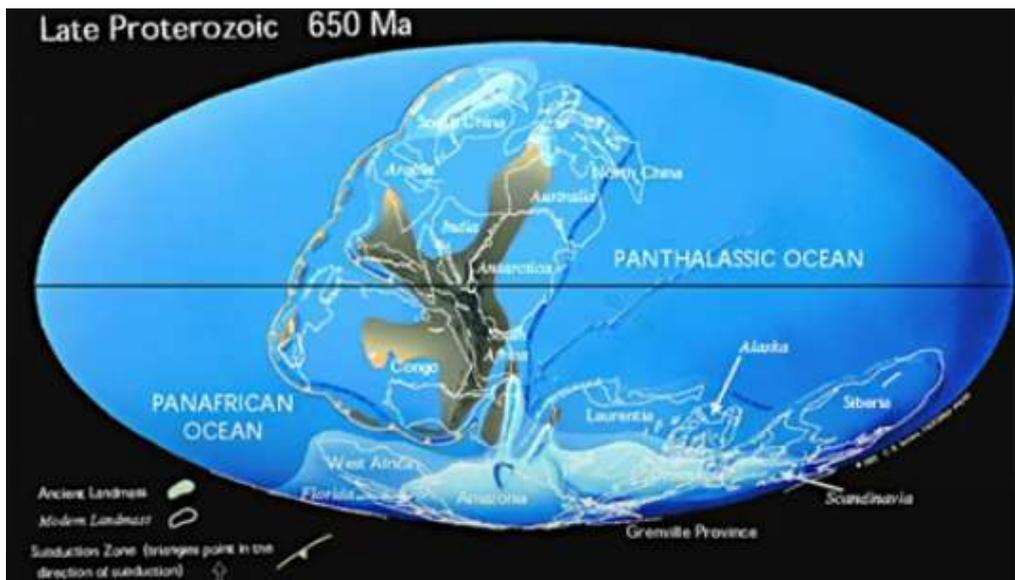


Рис. 10.9. Палеотектоническая реконструкция для PR₂

На протяжении палеозоя Гондвана существует как единый континент. Сначала это приподнятая горная суша, которая затопляется только по краям. Далее, постепенно происходит распад Гондваны. Окончательно Гондвана начнет распадаться в начале мезозоя. На протяжении палеозоя будут формироваться палеокеанические бассейны, которые будут постепенно отделять какие-то отдельные части.



Рис. 10.10. Последовательность отделения континентов Северной Гондваны в ходе раскрытия фанерозойских океанов

10.2. Палеогеография в докембрии

Модели основных этапов истории планеты Земля.

Земля формировалась достаточно неоднородно. Внутреннее строение Земли изменялось и в конечном счете стало таким, каким мы знаем его сейчас. Изначально Земля, сформировавшись и подвергаясь многочисленным бомбардировкам из космоса, имела ядро, мантию и магматический океан в верхней части мантии. Затем всё постепенно остывало, бомбардировки прекращались и к архею начался этап конвекции в мантии. Поскольку мантия была достаточно разогретой, то конвекция осуществлялась лишь в верхних частях. Соответственно, в это время формируется континентальный тип земной коры в виде протоплатформенных ядер.

Кроме того, существовали отдельные события плюмов, но они были не повсеместные и кратковременные. Они и не играли значительной роли.

На нижнем рисунке справа показана современная модель Земли, конвекция охватывает всю мантию, тонущая океаническая кора проникает на всю глубину, где могут формироваться суперплюмовые события.

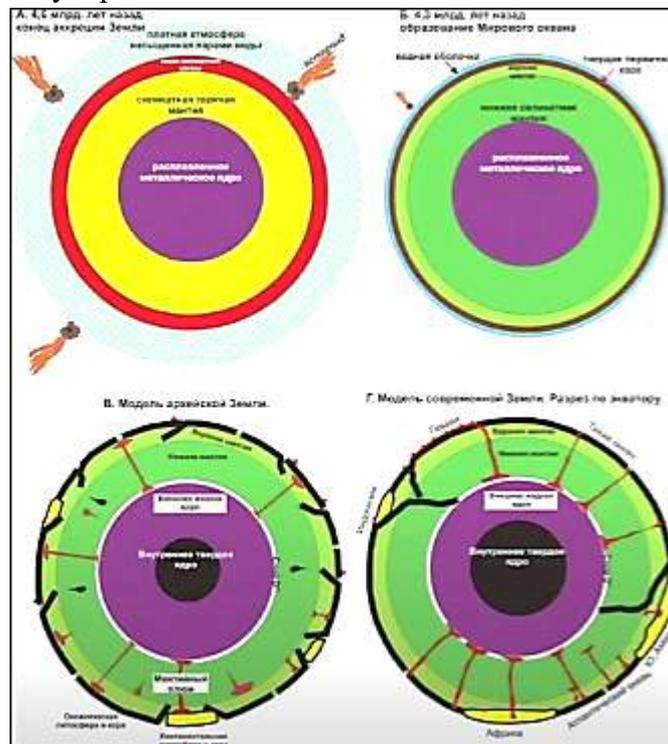


Рис. 10.11. Модели основных этапов планеты Земля

В настоящее время ученые предполагают следующие события на момент катархея:

- 4.6 млрд л. – аккреция, образование Земли за 10-100 млн л., образование океана магмы (700-2000 км);
- 4.5-4.4 млрд л. – столкновение с крупным космическим телом размером с Марс, формирование Луны;

- 4.4-4.3 млрд л. – начало формирования континентальной коры, появление воды (цирконы); появление примитивных форм жизни (?);
- 4.3-4.0 млрд л. – начало тектоники плит и мантийных плюмов, конвекция в верхней мантии; активная бомбардировка метеоритами и дегазация Земли;
- 3.8 млрд л. – изотопные свидетельства существования жизни;
- с 2.5 млрд л. – общее охлаждение Земли, глубинная конвекция, установление суперконтинентальных тектонических циклов.

Продолжительность суток Земли и светимость Солнца.

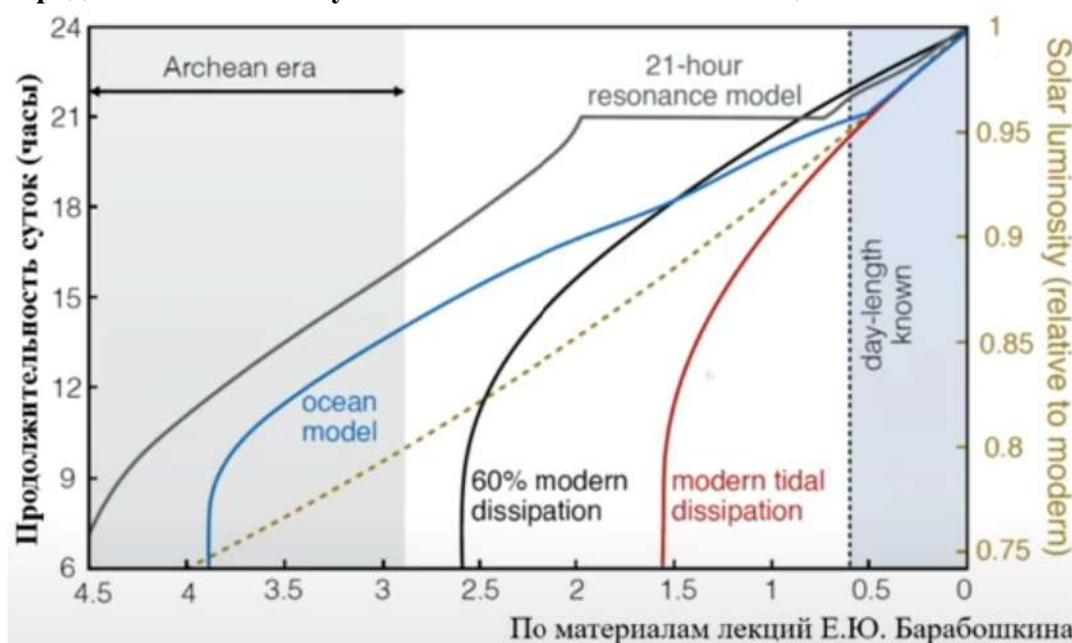


Рис. 10.12. Продолжительность суток

Продолжительность суток Земли как функция приливного торможения; разные модели. К концу AR продолжительность суток, вероятно, превышала 12 часов. Это было рассчитано исходя из параметров приливной диссипации (рассеивание приливной энергии в системе «Земля-Луна»). Красной линией показан современный уровень диссипации. Синем показана более сложная модель диссипации, где учитывается океанических масс. Благодаря этому было выяснено, что на протяжении архея нарастала продолжительность суток на ранней земле, и к концу архея достигла 12 часов. Далее она постепенно увеличивалась до современной продолжительности суток (24 часа). Пунктирная линия - рассчитанная солнечная светимость (Spalding, Fischer, 2019).

В AR светимость Солнца не превышала 75% от современной. Тем не менее жидкая вода существовала на планете – это парадокс слабого молодого Солнца. Высокая скорость вращения Земли приводила к увеличению градиента температур между экватором и полюсами (по сравнению с современным) и, как следствие возможно, к уменьшению облачности и альбедо, и разогреванию поверхности планеты в низких широтах.

Анализ соотношений стабильных изотопов кислорода из карбонатных и кремнистых пород указывает на высокую (50-70°C) температуру воды.

Вероятно, существовали высокие концентрации метана в AR атмосфере, что связано с жизнедеятельностью архей. Парниковый эффект метана в 20-30 раз сильнее, чем от углекислого газа.

Эволюция атмосферы.

На начальных этапах развития Земли (катархей-начало архея) протоатмосфера Земли была насыщена различными газами (углекислый газ, аммиак, метан, водород и так далее). Протоатмосфера Земли была восстановительной и находилась в равновесии с гидросферой.

AR-PR1	44,2 CO ₂	5, 5% O ₂	19% N и ред- кие газы	32% H ₂ S, NH ₃ , HCL
Devo- nian	7,6 CO ₂	18% O ₂	74,4% N и ред- кие газы	
Holo- cene	3,2 CO ₂	34% O ₂	62,7% N и ред- кие газы	

Рис. 10.13. Состав атмосферы

Через некоторое время, в начале архея появляется свободный кислород благодаря возникновению цианобактерий, которые начали выделять кислород. Этот кислород не накапливается в атмосфере, а расходуется на различные окислительные процессы. В частности, происходит окисление аммиака – происходит образование метана.

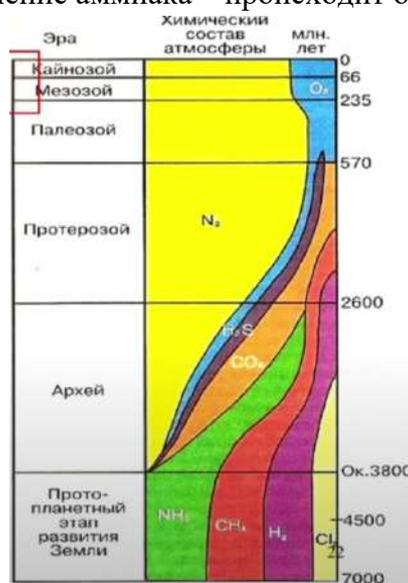


Рис. 10.14. Химический состав атмосферы

Таким образом, в течение архея эти газы (аммиак, метан) постепенно исчезают. Далее начинает формироваться атмосфера современного типа (азотная).

В это время (с конца архея – начала протерозоя) фиксируются образования, которые указывают, что в атмосфере действительно постепенно происходит накопление свободного кислорода: появление эвкариотов и т.д.

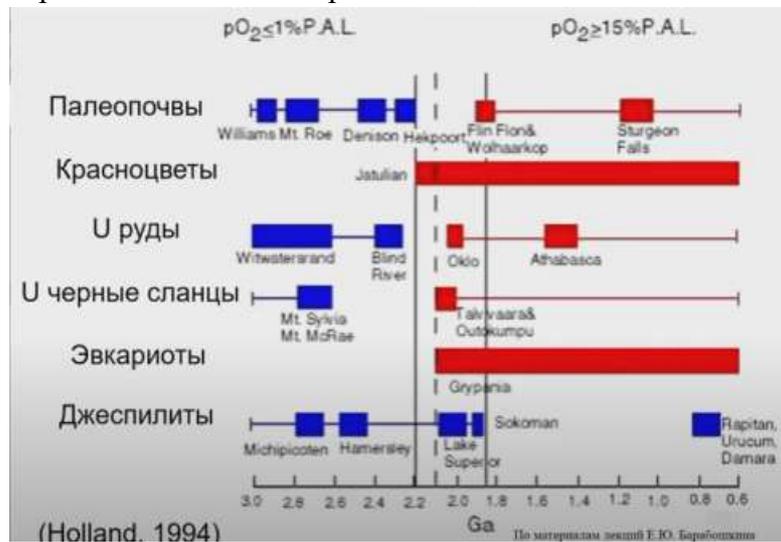


Рис. 10.15. Индикаторы кислородной атмосферы

Рубеж AR/PR (2.6-2.2 млрд лет). «Великое Кислородное событие» (Great Oxigenation Event).

В настоящее время существует две модели. Первая – биологическая модель Холланда, которая показывает, что кислородный фотосинтез в архее скорее всего существовал, но кислород не накапливался в атмосфере, а постоянно расходовался на процессы окисления.

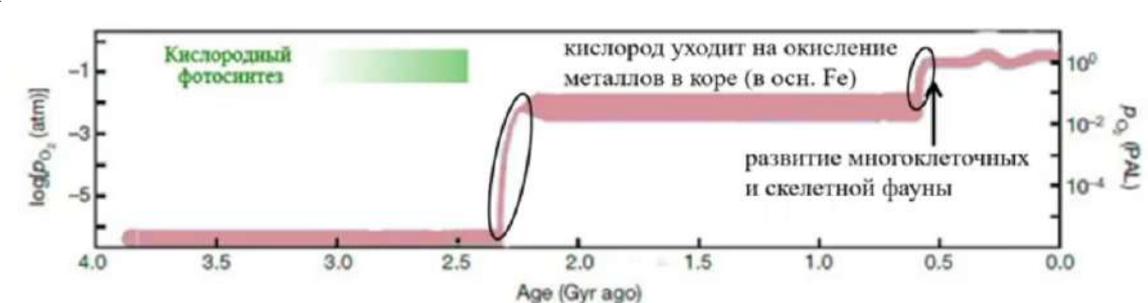
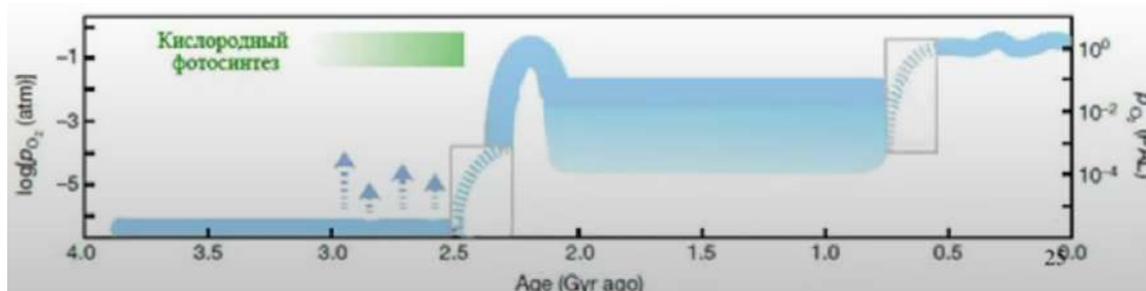


Рис. 10.16. Биологическая модель Г. Холланда

В начале протерозоя произошел резкий скачок в накоплении кислорода. Скачок объясняется развитием жизни (фотосинтезирующих организмов) на планете. На протяжении раннего протерозоя кислород тратится на различные окислительные процессы. В конце протерозоя происходит еще один кислородный скачок, который связан с развитием фотосинтезирующих организмов (скелетных форм жизни и многоклеточных).

Существует еще одна модель – геодинамическая – модель Лайонза. Модель примерно повторяет предыдущую модель. Однако видоизменены скачки. Эта модель

показывает, что кислород в архее расходовался на окисление. В этот момент возникает первый гипотетический суперконтинент – существенная перестройка в тектонике литосферных плит, а также перестройка системы конвективных течений. Процессы эндогенной жизни становятся более организованы. С этим связано существенное накопление кислорода.

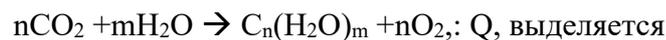


10.17. Геодинамическая модель Т.Лайонза

«Кислородная революция» - переход от анаэробного к кислородному фотосинтезу:
 анаэробный фотосинтез (некоторые бактерии и археи)



кислородный фотосинтез (бактерии, цианобионты)



хлорофилл+солнечный свет

Основные продуценты AR-PR кислорода – цианобионты.

Энергетически существенно выгоднее.

Таким образом, в архее бактерии создали «метановый щит» (CH₄) в горячей биосфере. Наблюдается отсутствие кислорода в AR-PR₁: ураноносные, пиритоносные конгломераты.

- Появление свободного кислорода в PR₁, континентальные красноцветы. Меняется состав морей.
- В результате происходит полное удаление метана при невысокой концентрации CO₂ - пропадает парниковый эффект, происходит Гуронское оледенение. Идет насыщение атмосферы O₂ и CO₂.
- Достижение точки Пастера (содержание O₂ в 1% от современного).
- Появление озонового экрана.

Оледенения в докембрии

- Каапваальская гляциоэра (2,9 млрд л.): Канада, Ю. Африка
- Гуронская гляциоэра (3-4 фазы, ~100 Ma) - по серии Гурон (~2,4-2,2 млрд л.): Канада, Ю. Африка, Австралия, Балтийский щит, Индия
- Африканская гляциоэра (или Лапландское оледенение; 6 гляциопериодов, ~760-540 млн. л.): повсеместно.
- Продолжительность фаз оледенений составляла от 1-2 до 3-5 млн лет (Чумаков, 2015).

Возможные причины оледенения:

- Низкий уровень парниковых газов при увеличении pO_2 .
- Низкоширотное положение континентов - ведет к быстрому росту и захоронению карбонатов, удаляя углекислый газ из атмосферы.
- Захоронение углерода в других формах (сланцы, шунгиты).
- Рост ледников ведет к увеличению альбедо, вызывая дальнейшее падение температуры и усиление роста ледников (рассчитано М.И.Будыко в 1969 г.).

Эволюция гидросферы.

Эволюция гидросферы происходила за счет сноса с суши силикатов и главным образом карбонатов (K_2CO_3 , Na_2CO_3 , $CaCO_2$, $MgCO_3$), которые образовывались при выветривании магматических пород, кислотность воды падала, она становилась хлоридной (растворимые KCl , $NaCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$). При дальнейшем поступлении карбонатов вода становилась хлоридно-карбонатной и в PR_1 карбонаты уже начали выпадать в осадок, но главным образом в виде магнезита $MgCO_3$ и доломита $CaMg(CO_3)_2$ и в еще очень незначительном количестве.

Лекция 11. Геологическая история Земли в палеозое

11.1. Стратиграфическое расчленение

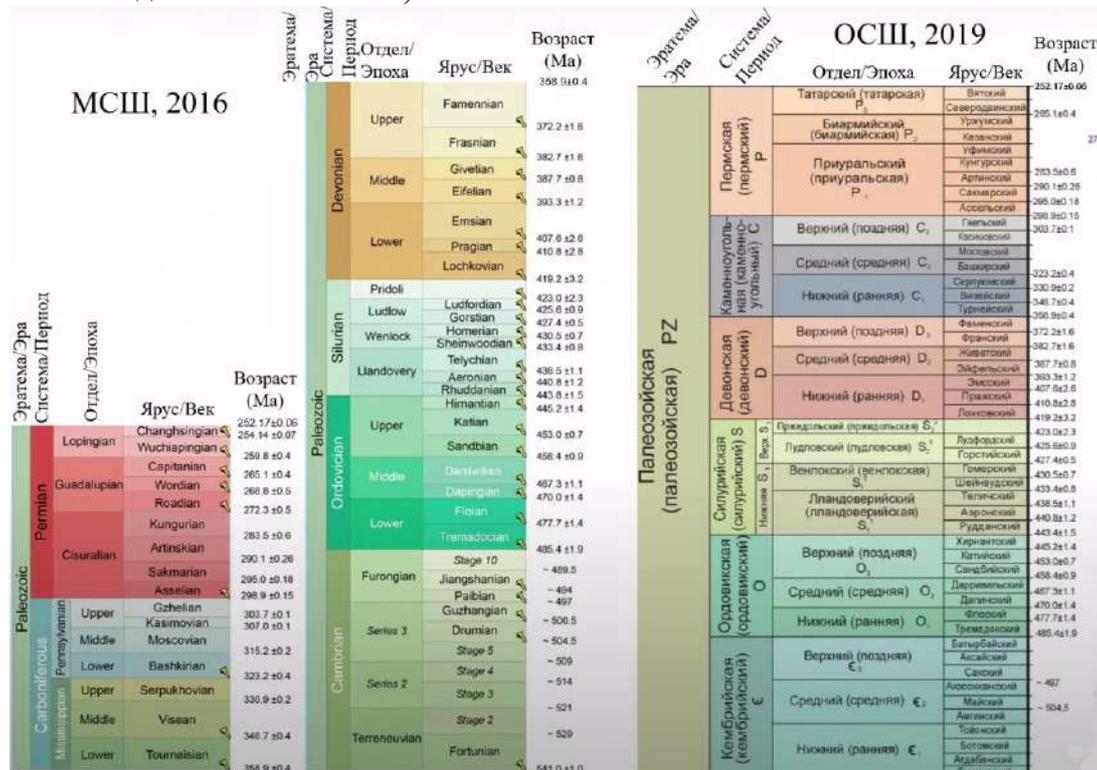
Палеозойская эра начинается с одного важного события в органической жизни на нашей планете – это «Кембрийский взрыв», во время которого образовалось большое количество организмов, умеющих строить скелет. С этого момента в геологической летописи в породах начинают встречаться видимые (макроскопические) остатки скелетной фауны.

С палеозойской эпохи начинается крупный эон – Фанерозой, в который так же входит мезозой и кайнозой. Фанерозой – «эра явной жизни» («фанерос» - явный, «зое» - жизнь). Скелетные остатки дали возможность более предметно изучать слои горных пород, в том числе определять их возраст.

Палеозойская эра заканчивается одним из самых крупных вымираний – перм-триасовым вымиранием.

Стратиграфическое разделение

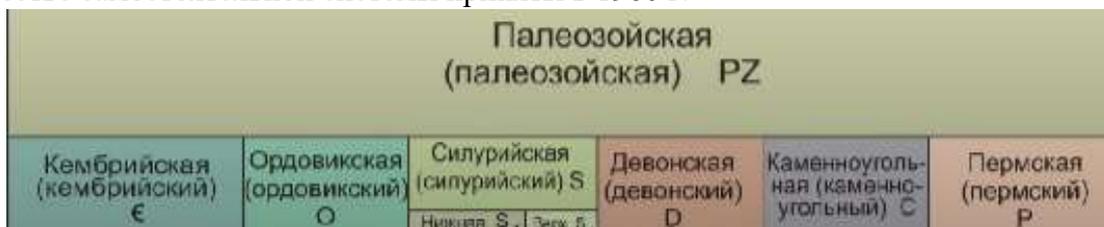
Палеозойская эра (рис. 11.1) состоит из 6 периодов: кембрийский, ордовикский, силурийский, каменноугольный, девонский и пермский. Названия периодов и некоторых подразделений отличаются в общей и международной шкалах. Это связано с тем, что до сих пор нет общепринятого деления на ярусы ни для одной из систем палеозоя (за исключением девонской системы).



11.1. Стратиграфическая шкала расчленения палеозоя

К 40-м гг. XIX века были выделены все системы палеозоя: каменноугольная (В. Д. Копибер и Дж. Филлипс, 1822), кембрийская (А. Седжвик, 1835), силурийская (Р.

Мурчисон, 1839), девонская (А. Седжвик и Р. Мурчисон, 1839), пермская (Р. Мурчисон, 1841). Отложения ордовикской системы впервые описаны в 1879 г. Ч. Лапвортом, в качестве самостоятельной системы приняты в 1960 г.



11.2. Стратиграфическая шкала расчленения палеозоя

Отложения систем изучались в разных районах. Этим обусловлена разница в делении на подразделения/отделы/яруса. В частности, докембрийские образования были хорошо описаны (рис. 11.3) в Северной Америке; образования кембрийской системы хорошо описаны в Англии (Уэльсе); каменноугольная и пермские системы были описаны в России. Благодаря тому, что подразделения описывались в разных частях света, в настоящий момент можно сопоставить отложения тех или иных отделов, а значит можно сопоставить общую и международную шкалы.

Палеозойские фазы складчатости, тектоно-магматические эпохи

Палеозойская эра разделяется на два периода:

- нижнепалеозойский этап (каледонский);
- позднепалеозойский этап (герцинский).

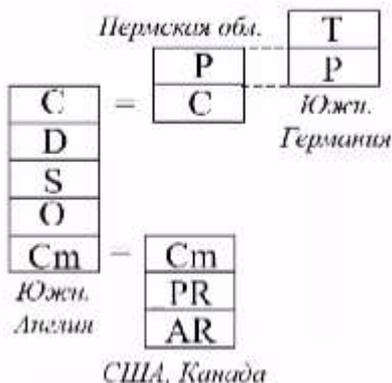


Рис. 11.3. Системы палеозоя

Эон	Эра	Период	Эпоха	Время, млн. лет (Gradstein et al., 1994)	Тект. этап			
Фанерозойский	Палеозойская PZ	Пермский P	Δтфальцкая	Поздняя	272,2±3,2	Герцинский		
			Δзаальская	Ранняя				
		Каменноугольный C	Δпозднегерцинская (уральская)	Поздняя	295,5±5			
			Δастуринская	Средняя	315±0,15			
			Δсудетская	Ранняя	320			
			Δбретонская	Поздняя	355±5			
		Девонский D	Δакадская	Средняя	375±5			
			Δпозднекаледонская	Ранняя	390±5			
				Поздняя	410±8,5			
		Силурийский S	Δтаконская	Ранняя	425±5			
				Поздняя	435±6,4			
		Ордовикский O	Δсалаирская	Поздняя	455±5			
				Средняя	465±5			
				Ранняя	500			
		Кембрийский C	Δсалаирская	Поздняя	520			
				Ранняя	540±5			
								Каледонский

Рис. 11.4. Международная геохронологическая шкала палеозоя

4 фазы каледонской складчатости:

- салаирская;
- таконская;
- позднекаледонская;
- акадская.

Салаирская складчатость названа по названию хребта Салаир (Алтае-Саянская область, Россия).

Таконская складчатость названа по названию хребта Таконик (граница США-Канада, Северные Аппалачи).

Некоторые ученые относят акадскую складчатость к герцинскому (позднепалеозойскому) этапу развития земной коры. Однако в силу того, что складчатость завершает развитие одного из крупных активных поясов, ее относят к каледонскому циклу.

2 фазы герцинской складчатости:

- судетская;
- астурийская.

Системы нижнего палеозоя

Кембрийская система (название от римского наименования Уэльса – лат. *Cambria*) установлена в Англии (Уэльс). Стратотипы ярусов находятся на Сибирской платформе, в Казахстане. Расчленение и корреляция кембрийской системы произведены по трилобитам, археоциатам, отчасти брахиоподам. Период начался 541 млн лет назад, закончился 485 млн лет назад, продолжался примерно 56 млн лет.

Ордовикская система (название от имени древнего племени ордовиков, обитавшего на территории Уэльса) установлена в Англии (Уэльс), там же находятся типовые разрезы. Система делится на ярусы по граптолитам и конодонтам. Период начался 485,4 млн лет назад, кончился 443,4 млн лет назад, продолжался около 42 млн лет.

Силурийская система установлена в Англии (Уэльс), названа в честь кельтского племени силуров. Стратотипы ярусов находятся в Великобритании и Чехии. Расчленение на ярусы выполнено по граптолитам, табулятным кораллам, брахиоподам. Период начался 443,8 млн лет назад, кончился 419,2 млн лет назад, продолжался около 25 млн лет. Нижняя граница – по крупному ордовикско-силурийскому вымиранию (исчезло около 60% видов, существовавших в ордовике морских организмов). Во время Чарльза Лайеля (середина XIX в.) силур считался самой древней геологической эпохой.

Девонская система получила название от графства Девоншир в Англии (А. Седжвик, Р. Мурчисон, 1839). Стратотипы – в Бельгии, Германии, Чехии, Франции. Делится на три отдела. Для стратиграфии морских отложений наиболее важное значение имеют конодонты, аммоноидеи, брахиоподы, кораллы, тентакулиты и остракоды 419-359 млн лет.



Рис. 11.5. Roderick Impey Murchison (19.02.1792-22.11.1871)

Система (период), подсистема	Отдел (эпоха), подотдел	Ярус (век)	Геохронологич. и (Cohen et al.)
Девонская (девонский) D	Верхний (поздняя) D ₃	Фаменский	358.9±0.4
		Франский	372.2±1.6
	Средний (средняя) D ₂	Живетский	382.7±1.6
		Эйфельский	387.7±0.8
		Эмский	393.3±1.2
	Нижний (ранняя) D ₁	Пражский	407.6±2.6
		Лохковский	410.8±2.8
			419.2±3.2

Рис. 11.6. ОСШ, 2019

Каменноугольная система названа по наличию в отложениях больших запасов каменного угля (У. Конибир, У. Филлипс, 1839) Стратотипы системы находятся в пределах обширных бассейнов в Англии, Бельгии, Франции, Германии, России (Подмосковье). В Европе делится на пять отделов, в США – на два (миссисипий и пенсильваний). Для стратиграфии важное значение имеют конодонты (C₁), аммоноидеи (гониаититы), брахиоподы, фораминиферы (фузулиниды) – 359-299 млн лет.



Рис. 11.7. William Daniel Conybeare. (7.06,1787-12.08.1857)



Рис. 11.8. William Phillips (10.05.1775-2.04.1828)

Современная международная шкала включает подотделы и яруса каменноугольной системы.

МЕЖДУНАРОДНАЯ			РОССИЙСКАЯ		ЗАПАДНОЕВРОПЕЙСКАЯ			СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ			
Подсистема	Отдел	Ярус	Отдел	Ярус	Подсистема	Отдел	Ярус	Подсистема	Ярус		
пенсильванская (верхний карбон)	верхний	299,0	верхний	295	силезская	стефанский	стефан С	пенсильванская	вирджильский		
		303,9		гжельский			стефан В		миссурийский		
		306,5		касимовский			барруэльский		демоинский		
	средний	311,7	средний	300		вестфальский	кантабрийский		морроуанский	атокский	
		318,1		московский			едонский				
		326,4		башкирский			марсденский				
	миссисипская (нижний карбон)	верхний	серпуховский	нижний		серпуховский	намюрский		арнсбергский	миссисипская	честерский
			326,4			визейский					
		345,3	визейский			342	визейский		бригантский		мерамекский
359,2		турнейский	турнейский		асбийский	осейджский					
359,2		турнейский	360		турнейский			холкерийский			
359,2	турнейский	360	арундский	чадский		киндерхукский					
359,2	турнейский	360	ивуарский	астьерский							

11.9. Стратиграфические шкалы каменноугольной системы

Пермская система.

Название системы происходит от Пермской губернии (Р. Мурчисон, 1841). В настоящее время стратотипы приняты в Западном Приуралье, США и Китае.

Пермская система делится на три отдела. Яруса нижнего отдела взяты из российской общей стратиграфической шкалы, средний отдел – по Американской шкале, верхний отдел – подразделения китайской стратиграфической шкалы.

Важное стратиграфическое значение имеют амmonoидеи (цератиты), брахиоподы, фораминиферы (фузулиниды) 299-252 млн лет.

Permian		Age	Duration (Ma)
Lopingian	Changhsingian	252.17 ± 0.06	
	Wuchiapingian	254.14 ± 0.07	
	Capitanian	259.8 ± 0.4	
Guadalupian	Wordian	265.1 ± 0.4	
	Roadian	268.8 ± 0.5	
	Kungurian	272.3 ± 0.5	
Cisuralian	Artinskian	283.5 ± 0.6	
	Sakmarian	290.1 ± 0.26	
	Sakmarian	295.0 ± 0.18	
	Asselian	298.9 ± 0.15	

Рис. 11.10. МСШ, 2016

Период	МСШ (ICS), 2004-2013			ОСШ России, 2006-2013			ОСШ России, 1993								
	Отдел (Series)	Ярус (Stage)	Возраст, млн лет	Отдел	Ярус	История	Отдел	Ярус	История	Период					
ПЕРМСКИЙ	Лопингский (Lopingian)	Чангсингский (Changhsingian)	252.2	Татарский	Ведский	Верный	Верный	Татарский	Верный	Ведский					
		Вучапингский (Wuchiapingian)	254.1												
		Капитанский (Capitanian)	259.8												
	Гуадалупский (Guadalupian)	Кептский (Capitanian)	265.1	Северодвинский	Иванов										
		Вордский (Wordian)	268.8												
		Родский (Roadian)	272.3												
	Кисуральский (Cisuralian)	Кунгурский (Kungurian)	283.5	Волго-Уральский	Ураумский	Иванов					Иванов	Казанский	Иванов	Ураумский	Северодвинский
		Артинский (Artinskian)	290.1												
		Сакмарский (Sakmarian)	295.0												
		Ассельский (Asselian)	298.9												
Прюруральский (Preruralian)	Кунгурский (Kungurian)	283.5	Прюруральский	Кунгурский	Иванов	Иванов	Кунгурский	Иванов	Кунгурский	Иванов					
	Артинский (Artinskian)	290.1													
	Сакмарский (Sakmarian)	295.0													
	Ассельский (Asselian)	298.9													

Рис. 11.11. Стратиграфические шкалы пермской системы

11.2. Палеозойский этап развития земли

Основные структурные элементы земной коры – активные пояса и платформы:

- действующие подвижные пояса: Северо-Атлантический, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Тихоокеанский
- палеоокеаны: Япетус (Кельтский океан), Реикум, Палеотетис, Палеоазиатский, Панталасса;
- платформы: в Северном полушарии: Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайские; в Южном полушарии – Гондвана.

Ранний палеозой

На тектонических конструкциях (рис 11.12, 11.13) видна картина раннего палеозоя.

С конца протерозоя начинают формироваться новые океанические бассейны в результате распада крупного континента:

- палеоокеан Япетус (между Гондваной и Северной Америкой с одной стороны, и Балтикой и Гондваной – с другой стороны);
- океан Палеотетис (между Гондваной и Восточно-Европейской платформой – с одной стороны и Сибирью – с другой стороны);
- Палеоуральский океан (между Восточно-Европейской платформой и Сибирской платформой);
- другие не крупные палеоокеанические бассейны, которые принимали участие в формировании палеозойских складчатых образований.



11.12. Палеотектоническая реконструкция Земли для кембрийского периода (Scotese, 2001)

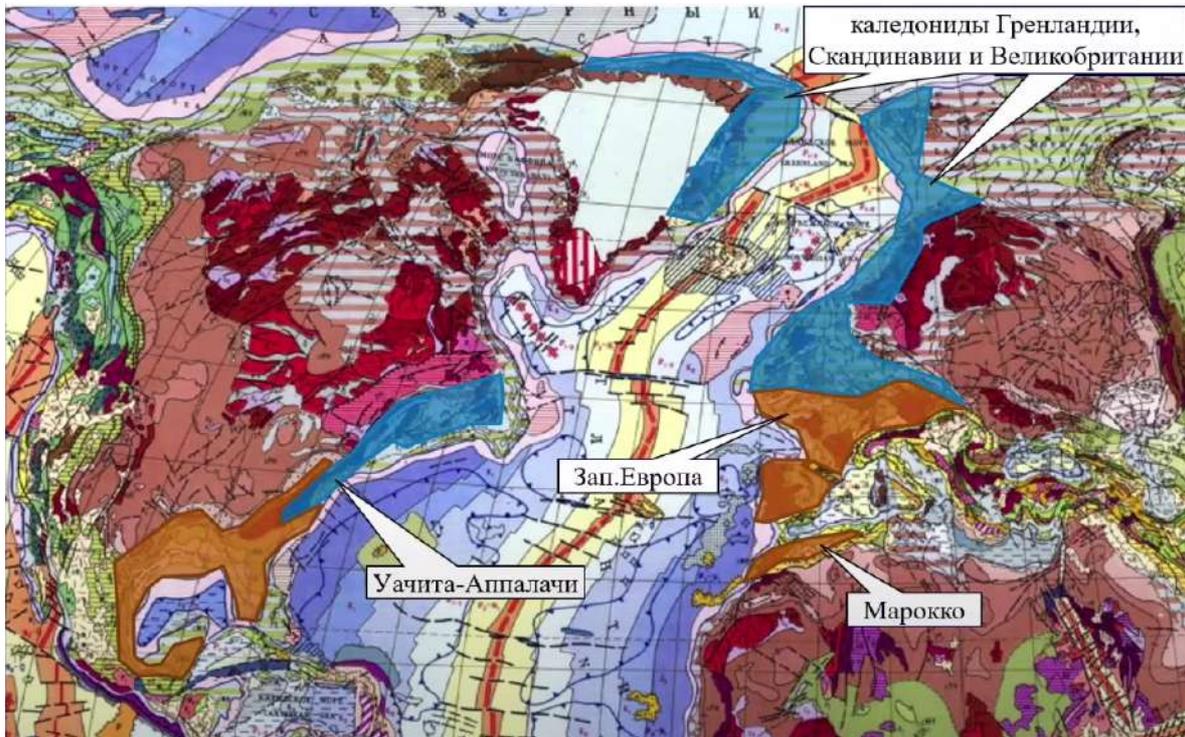


11.13. Палеотектоническая реконструкция Земли для ордовикского периода (Scotese, 2001)

Структуры Северо-Атлантического пояса

Палеозойские структуры на тектонической карте (рис. 11.14) отображаются разными цветами: каледонские образования – оттенки синего цвета – каледониды

Гренландии, Скандинавии и Великобритании; герцинские структуры показаны коричневым цветом (Уачита-Аппалачи, Марокко, Западная Европа);



11.14. Структуры Северо-Атлантического пояса. Фрагмент Тектонической карты мира

Схема формирования каледонид Северных Аппалачей (США)

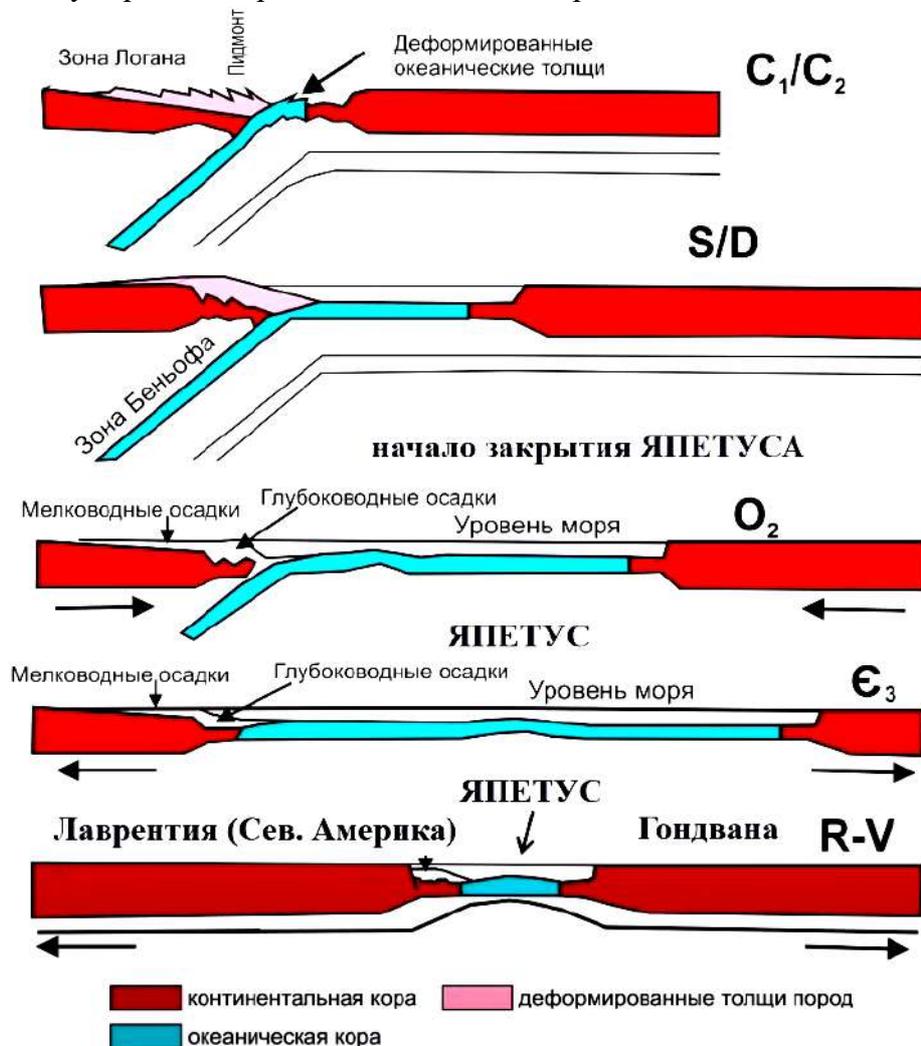
Общая хронология:

- R-€ – пассивная окраина вдоль края Северо-Американской платформы (Аппалачи, Восточная Гренландия). Мелководно-морские толщи большой мощности с фауной американской провинции.
- €-D₁ – в центральных частях мощные глубоководные терригенные отложения, с кремнистыми сланцами, радиоляритами, базальтовыми покровами, тела ультрабазитов.

Между Гондваной и Северной Америкой (Лаврентией) закладывается океан Япетус (рис. 11.15). Этот процесс происходит в период конца рифея – венда. В это же время на территории Северных Аппалачей формируется пассивная окраина, где накапливаются мелководно-морские толщи большой мощности. Области с океанской корой являются территории Северных Аппалачей, Ирландии, Великобритании, Скандинавии. Там находят образования, типичные для океана: глубоководные глинистые сланцы, офиолиты.

В период кембрий-девон в центральных частях океанического бассейна, который постепенно расширяется, накапливаются мощные глубоководные терригенные образования.

К началу силурийского периода происходит сокращение бассейна палеоокеана Тетис. К концу силура сокращение достигает максимума. Таконская и позднекаледонская фазы складчатости, а также Акадская фаза в Северных Аппалачах, приводят к закрытию северной ветви океана Япетус. Однако он продолжает развиваться на юге. К концу середине карбона активный пояс практически полностью закрывается.



11.15. Схема формирования каледонид Северных Аппалачей (США)

Схема формирования каледонид Великобритании и Ирландии

Общая хронология:

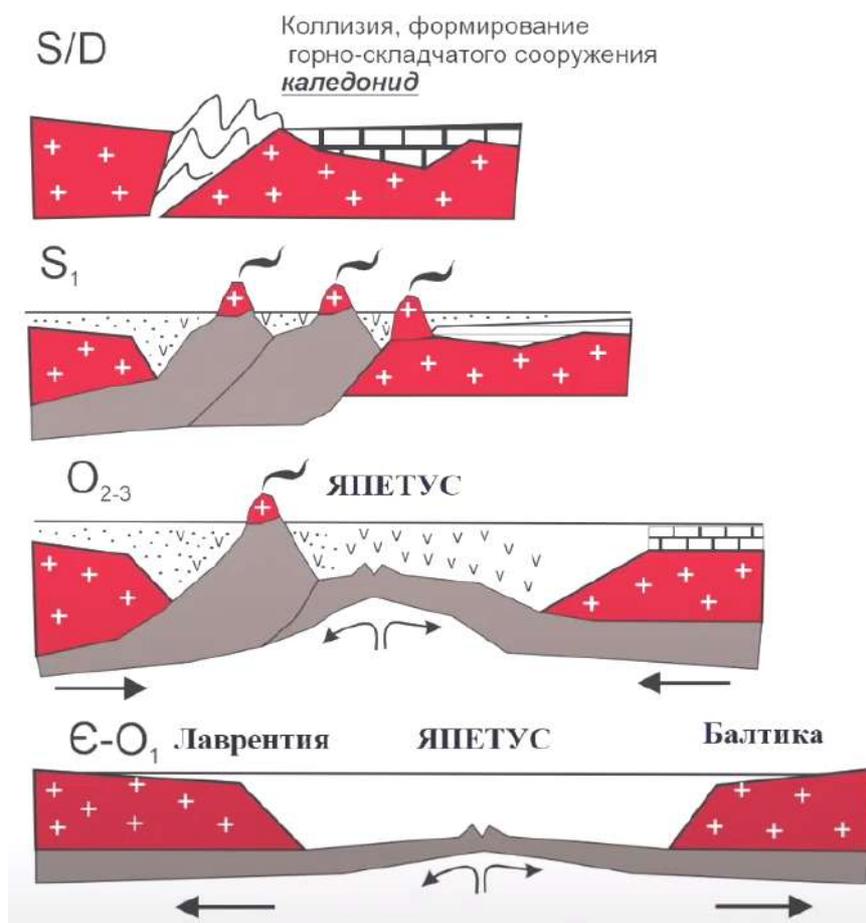
- O₂₋₃ – мелководно-морские песчано-глинистые отложения с фауной европейской провинции, вулканиты средне-кислого состава.
- S (в Сев. Аппалачах S-D₁₋₂) – фациально-изменчивые песчано-глинистые толщи с конгломератами, с линзами мелководных известняков, туфами кислого состава. Формирование островных дуг на всех окраинах.
- конец S – позднекаледонская фаза складчатости (в Сев. Аппалачах акадская скл. в конце D₂), граниты.

Палеоокеан Япетус на юге начал развиваться как структура между Гондваной и Лаврентией. Далее ветви этого палеоокеанического бассейна достигли области между Лаврентией и Балтикой.

В пределах современных структур Великобритании и Ирландии в кембрии-ордовике накапливались мелководные образования, что указывает на формирование молодой океанической коры. С середины ордовикского периода начинают формироваться активная окраина и островодужный магматизм (рис. 11.16): образование мощной толщи вулканитов среднего и кислого составов. В прибрежных областях формировались мелководно-морские песчано-глинистые отложения.

В силурийском периоде формируются фациально-изменчивые песчано-глинистые толщи с конгломератами. В это время все окраины океана Япетус становятся активными и формируются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, т.к. океан начинает сокращаться, а Лаврентия с Балтикой – сближаться.

В конце силура на территории Великобритании и Ирландии, Скандинавии наблюдается проявление мощного позднекаледонского орогенеза.



11.16. Схема формирования каледонид Великобритании и Ирландии

Развитие океана Япетус

На рисунках 11.17 и 11.18 показано развитие океана Япетус.

Арморика: *A* – Арморика (Бретань, Пормандия, Центральный Массив); *B* – Баррандиен; *C* – Каролина; *F* – Флорида; *I* – Иберия; *M* – Мексиканские террейны; *PA* – Прото-Альпы; *SX* – Саксо-Тюрингия; *TP* – Турецкая плита.

Авалония: *EWI* – Англия, Уэльс, Ю. Ирландия; *NF* – Ньюфаундленд; *NS* – Новая Скотия; *RH* – Рено-Герцинская зона.

В континенте Лаврентия начинают прослеживаться границы современной Северной Америки.

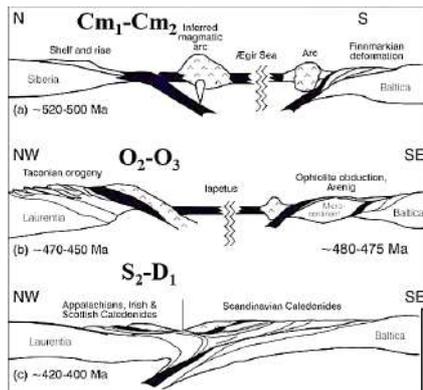


Рис. 11.17. Развитие океана Япетус

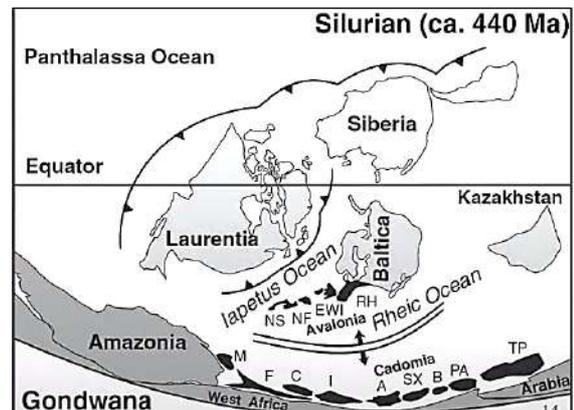
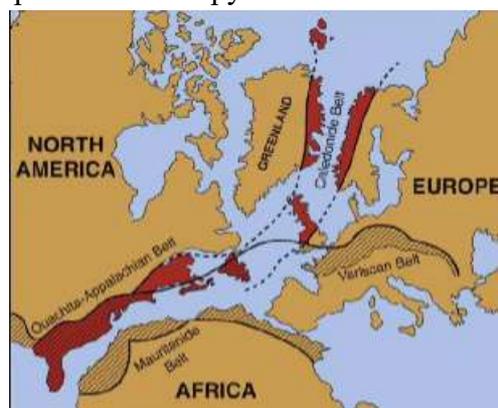


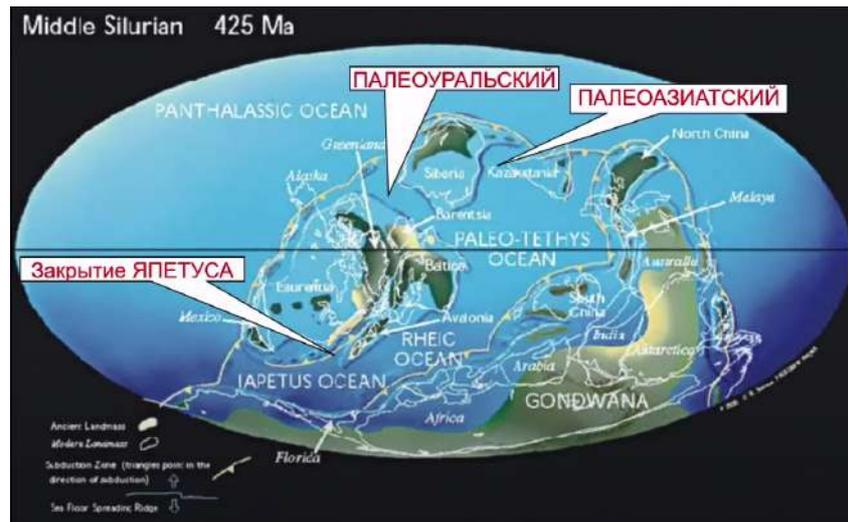
Рис. 11.18. Развитие океана Япетус

Таким образом, хронология развития структур Северо-Атлантического пояса:

- R_3-V – возникновение палеоокеана Япетус.
- $\epsilon-O_1$ – расширение Япетуса, спрединг, пассивные окраины. Ширина Япетуса от 1000- 3000 км до 6000 км (по палеомагнитным данным).
- O_{2-3} – сокращение Япетуса, активные окраины (островные вулканические дуги, окраинные моря), особенно северо- западная (Аппалачи).
- S/D – закрытие Япетуса, возникновение каледонского горно- складчатого сооружения. Смыкание Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. Образование Лавруссии.



11.19. Развитие структур Северо-Атлантического пояса
Силурийский период.



11.20. Палеотектоническая реконструкция Земли (Scotese, 2001)

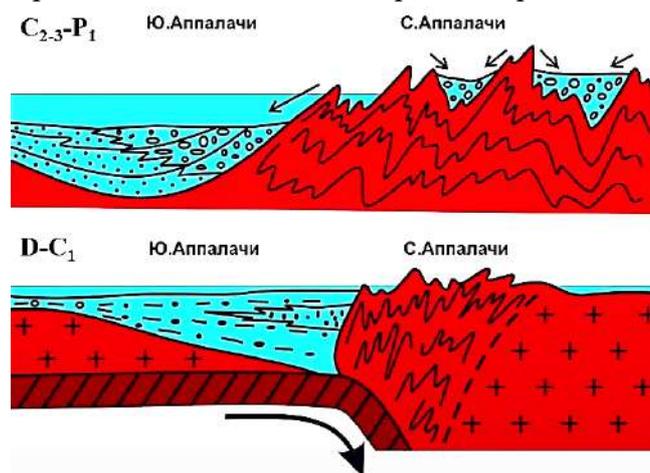
Развитие структур Северо-Атлантического пояса в PZ₂

S/D – каледонская складчатость охватила северную часть Северо-Атлантического пояса;

конец D₂ – акадская фаза складчатости в Северных Аппалачах: на месте Южных Аппалачей продолжает существовать пассивная окраина (D-C₁), где накапливаются мощные толщи морских песчано-глинистых отложений с «обломочными клиньями»;

конец C₁ – судетская фаза герцинской складчатости в Южных Аппалачах.

C₂₋₃-P₁ – формирование горно- складчатой области, воздымание; межгорные впадины, заполняющиеся песчано-глинистыми континентальными толщами (до 1500 м). На границе с платформой – краевой прогиб, заполняющийся песчано-глинистыми, сначала лагунными, а затем континентальными угленосными отложениями (до 2500 м). В конце P₁ – позднегерцинская складчатость в краевом прогибе.



11.21. Развитие структур Северо-Атлантического пояса в PZ₂. Составил Р.Р. Габдуллин по материалам Д.И. Панова

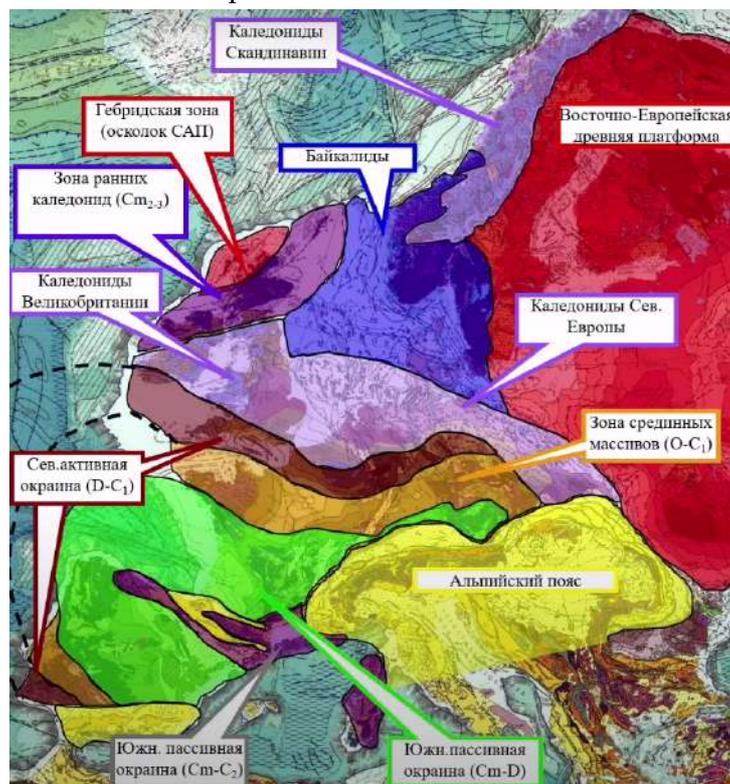
В результате полного закрытия океана Япетус и столкновения континента Лаврентия с Балтикой завершается формирование структур Северо-Атлантического пояса.

Палеозойские структуры Европы

Рассмотрим структуры Западной и Центральной Европы. В пределах современной Европы присутствует *Гейбридская зона* (осколок САП) – самый север Великобритании. Благодаря раскрытию Атлантики могут наблюдаться все тектонические структуры, которые обрамляли палеоокеан Япетус. Структуры Япетуса входят в состав зон ранних и поздних каледонид. Каледонские структуры есть и в пределах северной Европы, однако они не обнажаются.

Каледониды Европы являются наиболее древними образованиями и в отличие от структур Япетуса, которые закончили свое формирование в результате каледонского орогенеза. В пределах Центральной и Западной Европы каледонский орогенез не являлся завершающим. В большей степени распространен герцинский орогенез. В пределах герцинских структур можно выделить участки, отвечающие разным частям активного пояса:

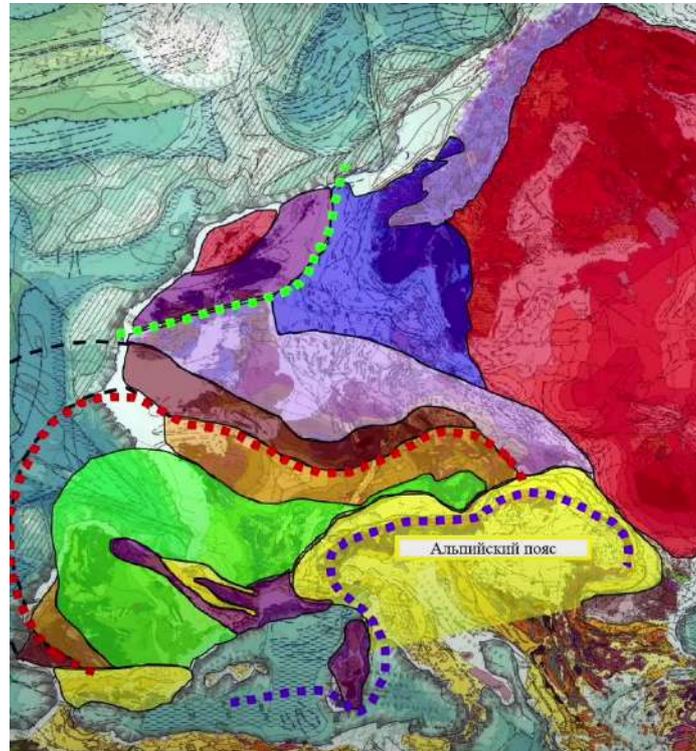
- Северная активная окраина $D-C_1$;
- Зона срединных массивов $O-C_1$;
- Южная пассивная окраина $Cm-D$.



11.22. Тектоническая карта Европы, 1975. По Е.Ю. Барабойкину, с упрощениями

Северная окраина Гондваны в палеозое была пассивной, а северные окраины океанических бассейнов были активными.

Пунктирными линиями на рисунке 11.23 показано расположение основных сuture палеоокеанических бассейнов.



11.23. Тектоническая карта Европы, 1975. По Е.Ю. Барбошкину, с упрощениями

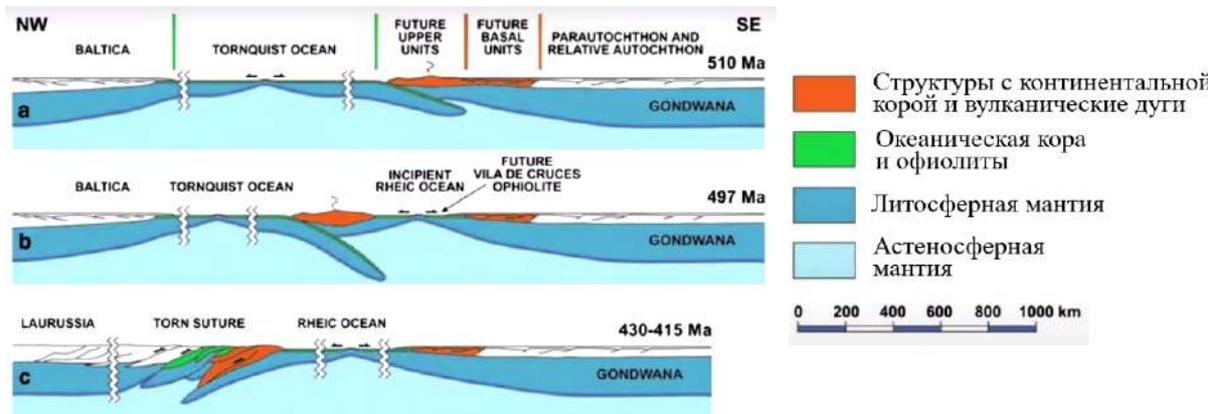
Развитие структур Средиземноморского пояса

Основные хронологические события и особенности:

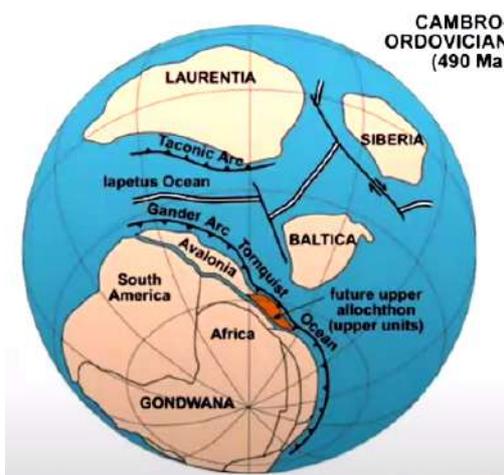
- *V-S* – заложение и развитие активного пояса, возникновение палеоокеана Реикум (С).
- Ассиметрия в строении:
 - Северная зона (активная окраина) – песчано-глинистые толщи с эффузивами островодужного типа, глубоководные глинистые сланцы с граптолитами (S), тектонические пластины с офиолитами.
 - Южная зона (пассивная окраина Гондваны) – осадочные, преимущественно песчано-глинистые отложения.
- каледонская фаза складчатости проявлена на севере, далее развитие продолжается в *Pz₂*.

На палеотектонической реконструкции (рис. 11.25) показано расположение океана Япетус между Северной окраиной Гондваны, Балтикой и Лаврентией.

Раскрытие палеоокеана Реикум происходило как раскрытие задугового бассейна. Отделение блоков от периферии Гондваны вызвано откатом слэба (субдуцирующей океанической плиты) при закрытии океана Торнквиста.

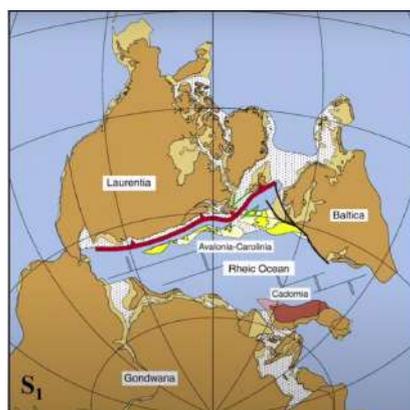


11.24. Раскрытие палеоокеана Рейкум



11.25. Реконструкция раскрытия палеоокеана Рейкум

Палеотектоническая реконструкция для S_1 показывает положение палеоокеана Рейкум (СОХ показаны условно) в момент закрытия Япетуса (жирная красная линия с зубцами).



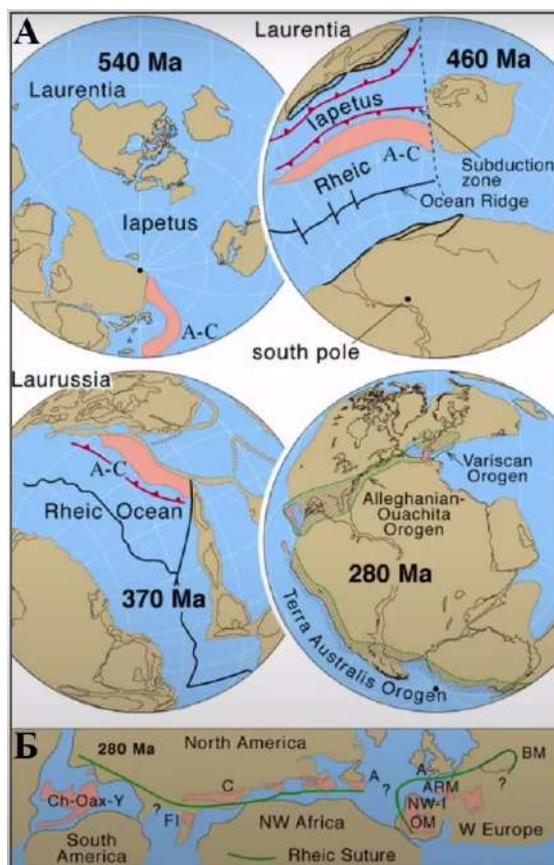
11.26. Палеотектоническая реконструкция для S_1 . Nance et al., *Gondwana Research*, 2009

Рассмотрим реконструкцию микроконтинента Авалонии:

А. Палеозойская реконструкция, показывающая положение микроконтинента Авалония (А-С) в составе северной окраины Гондваны, его отделение от нее при раскрытии палеоокеана Реикум и причленение к Лаврентии при закрытии палеоокеана Япетус.

Б. Положение «гондванских» блоков (розовый) в составе палеозойских складчатых структур. Зеленой линией показана сутура палеоокеана Реикум (Murphy et al., Gondwana Research, № 17, 2010).

Блоки: *Ch* – блок Хортиса; *Y* – Юкатан; *F* – Флорида; *C* – Каролина; *A* – Авалония; *O-M* – Осса-Морена; *NW-I* – Северо-Западная Иберия; *Arm* – Армориканский массив; *BM* – Богемский массив.

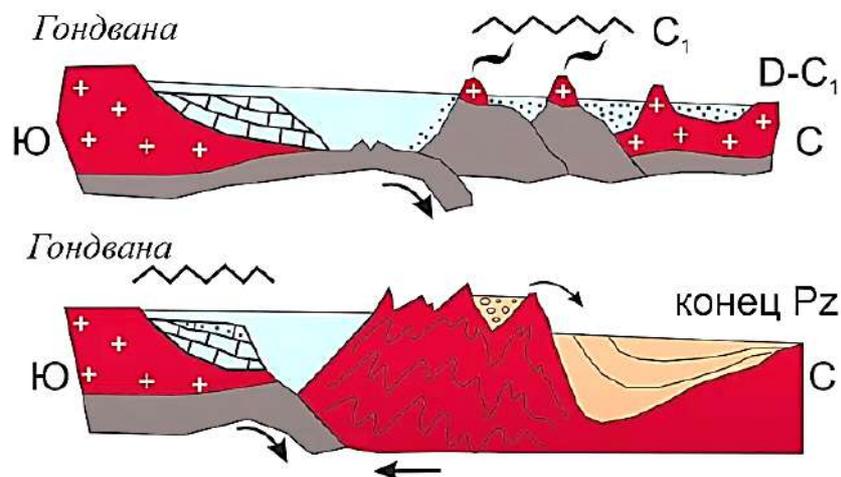


11.27. Палеозойская реконструкция

Развитие структур Средиземноморского пояса:

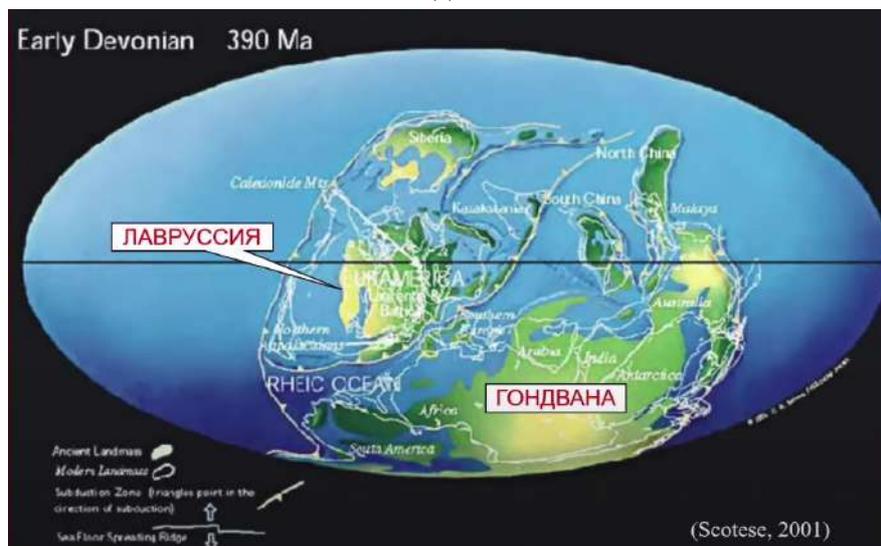
- конец S_1 – столкновение островных дуг и северных континентальных массивов - раннегерцинская (судетская) фаза складчатости.
- $S_{2-3}-P_1$ – орогенный этап развития; межгорные впадины (грубообломочные отложения). Вдоль северного края - цепочка краевых прогибов.

- *конец Pz* – позднегерцинская складчатость на пассивной окраине, закрытие Рейкума, позже – и западной части Палеотетиса, смыкание Лавруссии с Гондваной и образование суперконтинента Пангея.



11.28. Развитие структур Средиземноморского пояса. Составила Лыгина Е.А. по материалам Д.И. Панова

На палеотектонической реконструкции Земли для девона показано существование Лавруссии и постепенное сближение с Гондваной.



11.29. Палеотектоническая реконструкция Земли для девона

Структуры Урало-Монгольского пояса

Структуры Урало-Монгольского пояса находятся между Восточно-Европейской и Сибирской платформ. В пределы Урало-Монгольского пояса включаются:

- каледонские структуры (Казахстана, Тянь-Шаня, Северной Земли и др.);

- герцинские структуры (Урал, структуры островов Новой Земли, Туранской молодой плиты и т.д.).

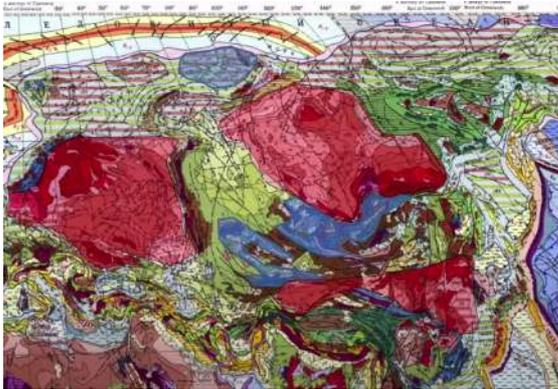


Рис. 11.30. Структуры Урало-Монгольского пояса

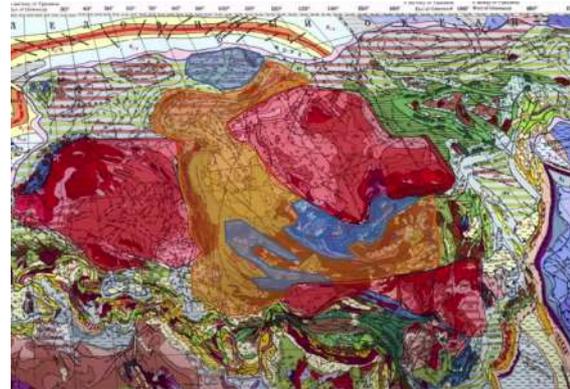


Рис. 11.31. Структуры Урало-Монгольского пояса

Краткая хронология развития наиболее крупных структур:

C – заложение между ВЕП и Центрально-Казахстанским блоком континентальной коры. Ярко выраженная зональность. Выделяют:

- Зона Западного склона – пассивная окраина на континентальной коре ВЕП. O-S мелководно-морские карбонатные отложения (как в чехле ВЕП, но мощные). Восточнее фациально замещаются кремнисто-глинистыми толщами с пелагической фауной - континентальный склон и подножие
- Главный Уральский разлом – осевая часть Палеоуральского палеоокеана (офиолиты O-S)
- Зона Восточного склона – мощная вулканогенно-осадочная серия O₂-S (базальты с подушечной отдельностью, кремнистые, глинистые породы).

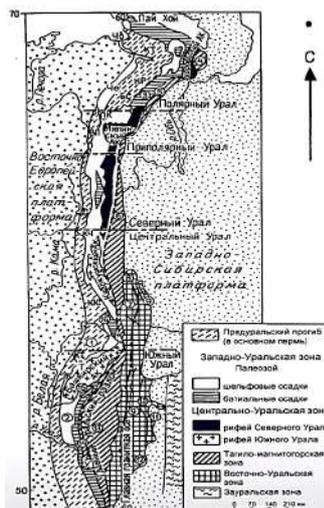


Рис. 11.32. Тектоническая схема Урала (по В.Н. Пучкову)

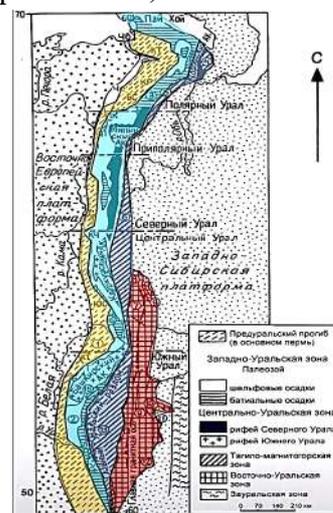


Рис. 11.33. Тектоническая схема Урала (по В.Н. Пучкову)

$D-C_1$ – продолжение развития палеоокеана:

- пассивная окраина Западного склона – мелководно-морские карбонатные отложения
- активная окраина Восточного склона – серия островных вулканических дуг, мощные туфогенные, песчано-глинистые толщи, вулканиты пестрого состава (в осн. андезитового)
- омолаживание складчатости с востока на запад - постепенное сближение с краем Казахстанского континента;

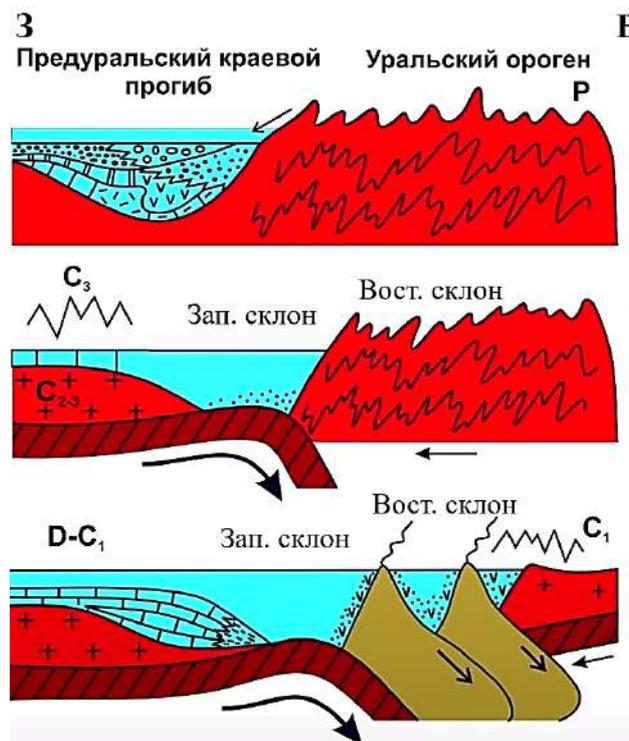
P – орогенный этап развития. Формирование краевого прогиба.

Развитие структур Уральского пояса:

Конец C_1 – столкновение «Казахстании» с вулканическими дугами Восточного склона, судетская фаза складчатости

C_{2-3} – в зоне Восточного склона - воздымающееся горно-складчатое сооружение. В зоне Западного склона - продолжение развития с накоплением терригенного флиша (за счет сноса с востока)

Конец C_3 – позднегерцинская складчатость в зоне Западного склона. Полное закрытие Палеоуральского океана. Смыкание «Казахстании» с Восточно-Европейской платформой



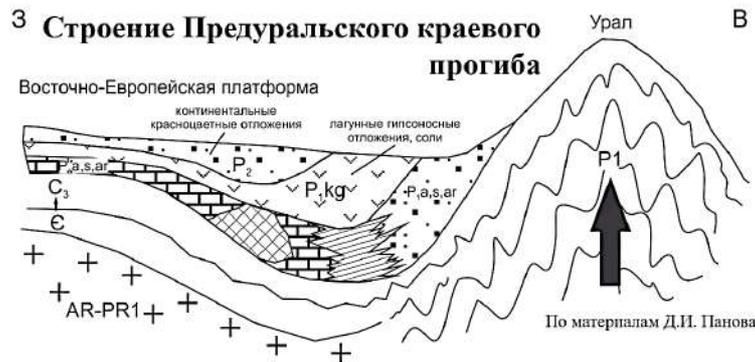
11.34. Развитие структур Уральского пояса. Составил Р.Р. Габдуллин по материалам Д.И. Панова

Стадии развития краевого прогиба:

1. P_1^1 – морская: на восточном борту – песчаники и конгломераты, в центре – глубоководные глинисто-кремнистые и карбонатные отложения, на западном борту – рифовые массивы. На платформе - мелководные органогенные известняки.

2. P_1^2 (кунгур) – лагунная: на восточном борту – песчаники и конгломераты, в прогибе – соленосная толща. На платформе – мелководные доломиты и гипсы.

3. P_2-T – континентальная: на восточном борту – песчаники и конгломераты, на западе и на платформе – песчаники, аргиллиты, мергели. Везде (восток, запад и платформа) – красноцветные континентальные толщи.



11.35. Строение Предуральского прогиба

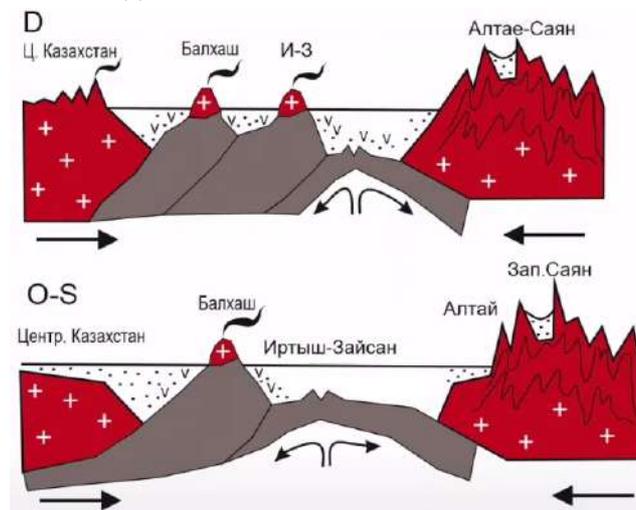
Формирование структур Центрально-Азиатского пояса (Казахстан и Алтае-Саянская область):

$R_3-V-\epsilon$ – расширение, спрединг океанского дна (осевых частях вплоть до D). Ширина до 3000 км.

$O/S, S$ – сокращение бассейна, раннекаледонский (таконский) орогенез. Спрединг в осевой части. Островодужная стадия на активных окраинах.

S/D – позднекаледонская складчатость, граниты.

ϵ_2/ϵ_3 – салаирская складчатость.



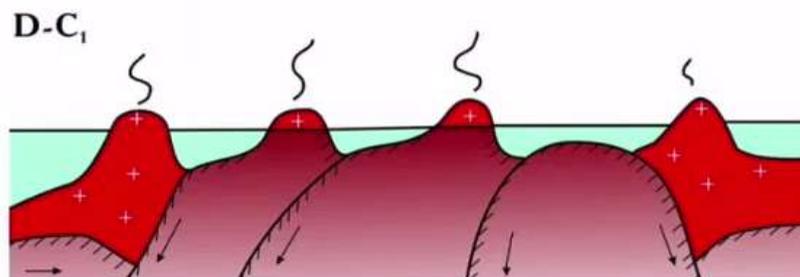
11.36. Формирование структур Центрально-Азиатского пояса



11.37. Формирование структур Центрально-Азиатского пояса

$D-C_1$ – прогрессирующее сокращение бассейна, островодужный режим.

$C_{2-3}-P_1$ – последовательное с СЗ на ЮВ закрытие океанического бассейна. Позднегерцинская складчатость. Объединение «Казахстани», Китайской и Сибирской платформ с Лаврусией. Образование суперконтинента Лавразия.



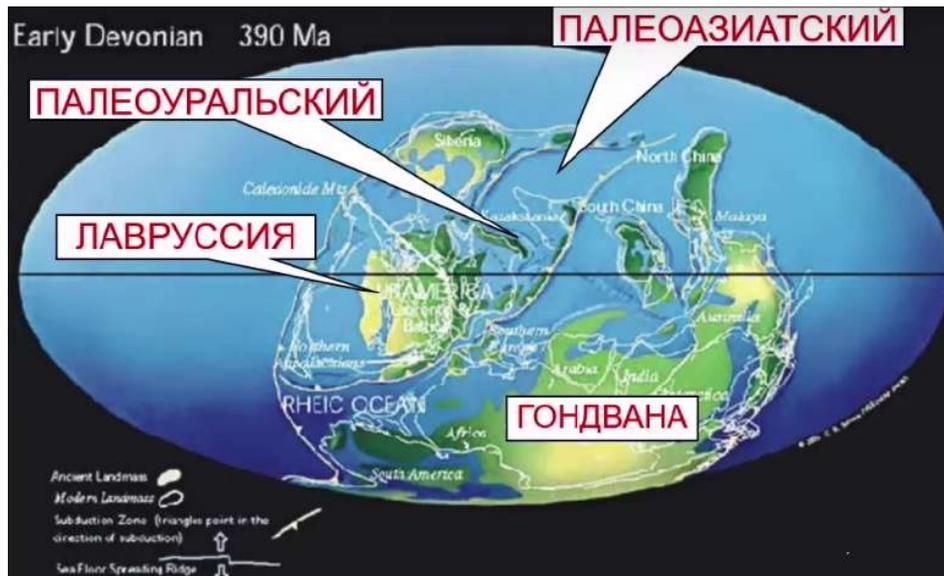
11.38. Формирование структур Центрально-Азиатского пояса

Палеотектоническая реконструкция палеозоя

На палеотектонической реконструкции для девонского времени показаны отдельно микроконтинент Казахстана постепенно сближающийся с крупными платформами, а также Сибирь и другие микроконтинентальные массивы, которые постепенно в результате закрытия континентов объединяются в единый суперконтинент – *Пангея*:

- Объединение северных континентов называется Лавразия.
- Объединение южных континентов – Гондвана.

В этой системе задуговых бассейнов существовал океан Палеотетис. Свое развитие он продолжит в мезозое.



11.39. Палеотектоническая реконструкция Земли позднего палеозоя. Девонское время



11.40. Палеотектоническая реконструкция Земли позднего палеозоя. Пермское время

Лекция 12. Геологическая история Земли в палеозое

12.1. Палеотектоническая реконструкция палеозоя

В результате закрытия океанических бассейнов (Япетус, Реикум и др.) в районе экватора сформировался мегаконтинент Лавруссия (Северо-Американская платформа и Восточно-Европейская платформа, т.е. Лаврентия и Балтика). В результате закрытия палеоокеанических бассейнов между Лавруссией и Гондваной сформировалась Пангея.

Активные пояса являлись частью крупного океана Панталасса.

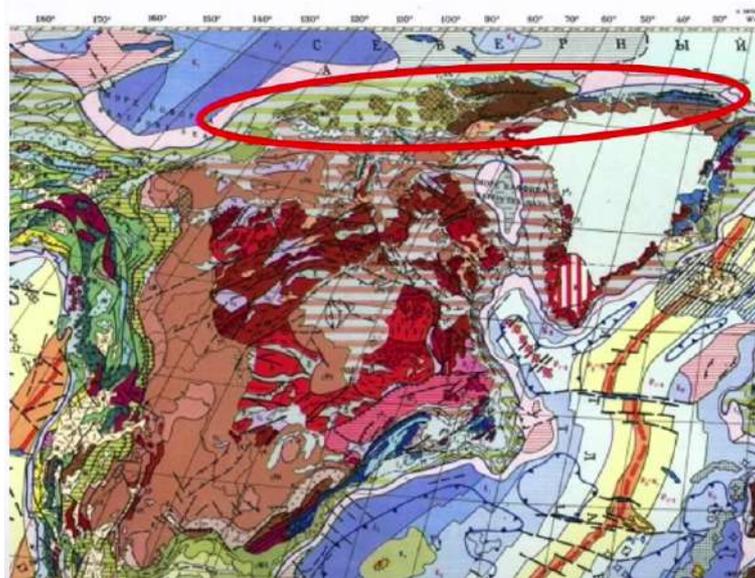
Развитие структур Иннуитского пояса

Некоторые хронологические особенности:

O – заложение активного пояса, зональность и развитие аналогично Аппалачам.

O-S – карбонатные мелководно-морские отложения на пассивных окраинах, вулканогенно-терригенные – на активных.

PZ₂ – акадская фаза каледонской складчатости (конец *D₁₋₂*, аналогично Аппалачам) на северной активной окраине, затем судетская складчатость в области южной пассивной окраины.



12.1. Развитие структур Иннуитского пояса. Фрагмент тектонической карты

Развитие структур Кордильерского пояса

Кордильерский пояс развивался длительное время и продолжает развиваться и сейчас. Окраина начала развиваться с конца позднего протерозоя. Некоторые особенности:

- Пассивная окраина (унаследована с *PR₂*, Скалистые горы) – песчано-глинистая толща, известняки, доломиты с богатой фауной.
- с *S₂₋₃* – активная окраина Западно-Тихоокеанского типа (глубоководные морские бассейны типа окраинного моря, отделённые вулканической дугой от Тихого океана) – терригенные породы, кремнистые сланцы, вулканиты основного и кислого состава, реже известняки.



12.2. Развитие структур Кордильерского пояса. Фрагмент тектонической карты

Развитие складчатых областей Северной Америки в Pz

Ниже приведены условные обозначения для карт (рис. 12.3 – 12.6).

AFR – Africa

ANT – Antler terrane

ARC – Artica

ARM – Ancestral Rocky Mountains

BAL – Baltica [N. Europe]

EAV – East Avalonia [England]

FLA – Florida

GRN – Greenland

GUE – Guerro [W. Mex]

HUN – Hunic terranes [central – S. Europe – SE US – Mexico – C. America]

MEG – Meguma [E. US – part of Avalonia?]

NAM – North America [Laurentia]

NSL – North Slope [Alaska]

PRE – Precordillera

QUE – Quesnell

SAM – South America

SCT – Scotland

STI – Stikine

TAC – Taconia [E. US]

WAV – West Avalonia [E. US]

WRG – Wrangellia

YUC – Yucatan

На схемах 12.3 и 12.4 показана реконструкция Северо-Американских платформ. На схемах видно расположение областей осадконакопления в областях Кордильерского и Иннуитского поясов.

На одной из краин палеоокеана Япетуса закладывалась *Таконская* островная дуга (активная окраина). В конце ордовика в результате Таконского тектогенеза она будет присоединена к юго-восточной окраине Лаврентии (современные восточные окраины Северо-Американской платформы). Орогенез затрагивает часть северной области Иннуитского пояса. В этот момент начинает развиваться активная окраина. Кроме того, возникает активная окраина в Кордильерском поясе (Антлерская вулканическая дуга).



Рис. 12.3. Реконструкция складчатых областей С. Америки

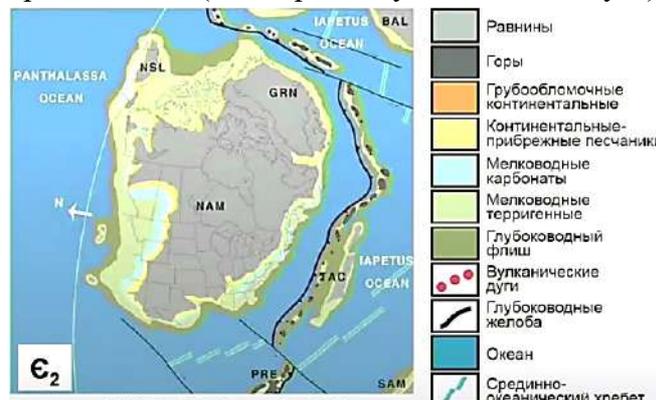


Рис. 12.4. Реконструкция складчатых областей С. Америки

В девонское время наблюдался мощный охват складчатостью (Акадская фаза складчатости). На востоке и северо-востоке (в современных координатах) Северо-Американской платформы началось формирование Лавруссии и ее дальнейшее соединение с Балтикой. В это время продолжалось формирование активной окраины (проявление Акадского орогенеза в районе Иннуитского пояса) и столкновение этой области с Арктикой. В районе современных Скалистых гор продолжалось формирование пассивной окраины. Весь комплекс структур пассивной окраины развивался одновременно.

В середине каменно-угольного периода охват складчатостью всех краин Лавруссии: Судетская складчатость, Южные Аппалачи, Антлерский орогенез.

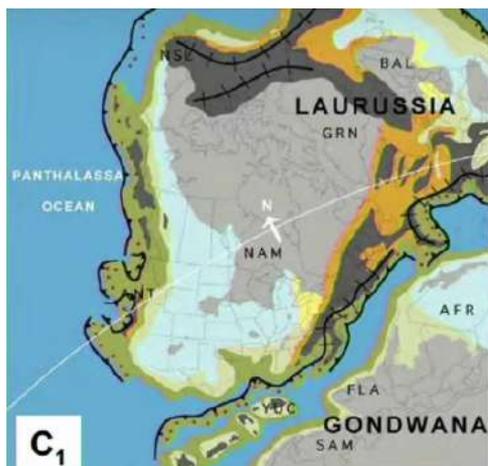


Рис. 12.5. Реконструкция складчатых областей С. Америки



Рис. 12.6. Реконструкция складчатых областей С. Америки

Таким образом:

- D_3-C_1 – проявление Антлерского орогенеза.
- C_{2-3} – возникновение активной окраины, функционирующей до сих пор.

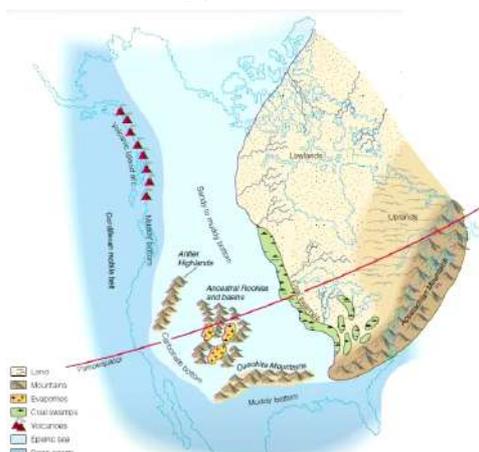


Рис. 12.7. Палеогеографическая карта Северной Америки для С

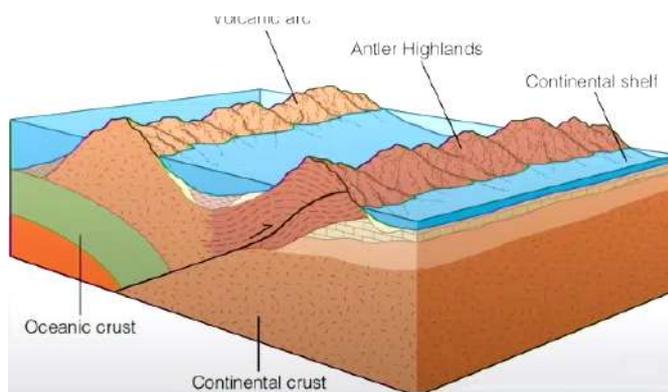


Рис. 12.8. Развитие структур Кордильерского пояса

В конце палеозоя начала формироваться Пангея: Лавруссия начала объединяться с Сибирским кратоном, образуя Лавразию и после герцинского тектогенеза объединялась с окраиной Гондваны.

Развитие структур Западно-Тихоокеанского пояса

Рассмотрим северо-восток и дальний восток современной Евразии. В пределах Западно-Тихоокеанского пояса выделяют два типа окраин:

- *Пассивные окраины* – Верхоянская и Чукотская области.
 - $R-D$ – мелководно-морские карбонатные отложения, как в чехле Сибирской платформы, только мощные (до 15-18 км);
 - $C-J$ – терригенный флиш.



Рис. 12.9.
 Тектоническая
 карта структур
 Западно-
 Тихоокеанского
 пояса

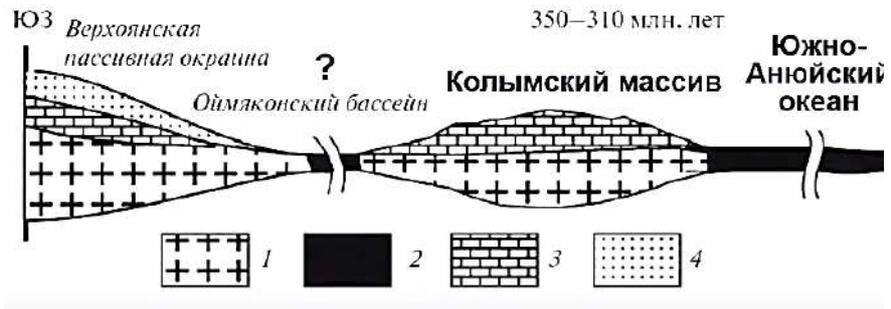


Рис. 12.10. Палеогеодинамический профиль C_{1-2} (Соколов, 2010): 1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора, офиолиты; PZ_{1-2} : 3 – карбонатно-терригенный; 4 – терригенный

- Активная окраина – Япония, Сихотэ-Алинь, Анадыро-Корякская область. На коре океанического типа лавы, туфы основного состава, кремнистые породы, глубоководные глинистые сланцы, пелагические известняки
 - образования $p_{Cm}-Pz$ с $O(?)$ - D офиолитами, $O-K_1$ вулканогенно-осадачные, терригенные флишевые комплексы;
 - омоложение складчатых структур с запада на восток.



12.11. Современные активные окраины

Развитие структур Восточно-Австралийского пояса.

История развития окраин Гондваны (Восточно-Австралийского пояса):

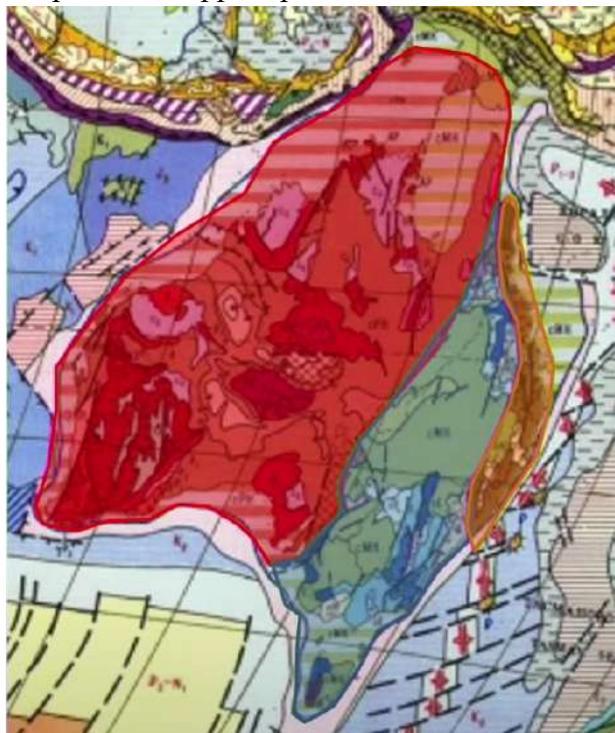
PR₂-(R₃-V)-C – прогиб на пассивной окраине Гондваны (область Аделанда), Мелководно-морские мощные песчано-глинистые, карбонатные отложения с археоциатами, трилобитами, Восточнее Лахланская зона - активная окраина. мощные песчано-глинистые, кремнистые вулканогенные образования андезитового состава;

вторая половина C – салаирская фаза каледонской складчатости, Формирование Аделандской горно-складчатой системы, причленение к Гондване;

O-S – Лахланская зона становится пассивной окраиной, Песчано-глинистые и известняковые толщи до 7 км. Восточнее – зона Новой Англии – активная окраина;

конец S – позднекаледонская складчатость. Лахланская зона причленяется к Гондване;

D-P – герцинский орогенез, территория испытывает общее воздымание.



12.12. Развитие структур Восточно-Австралийского пояса

Развитие структур в пределах Антарктиды

Продолжением Австралийской окраины является окраина восточная область Антарктиды. В этой области наблюдалось формирование как типичного (*PZ*) аккреционного пояса. Древний массив сложен раннедокембрийскими образованиями.

История развития этой области:

C – погружение бассейнов;

C/O – Росская складчатость;

O-D₂ – орогенный режим;

D_2-C_1 – эпиплатформенный орогенез и гранитоидный магматизм на территории Трансантарктических гор;

$C-P$ – формирование гондванского чехла, на севере Антарктического полуострова окраинно-морские турбидиты и вулканиты;

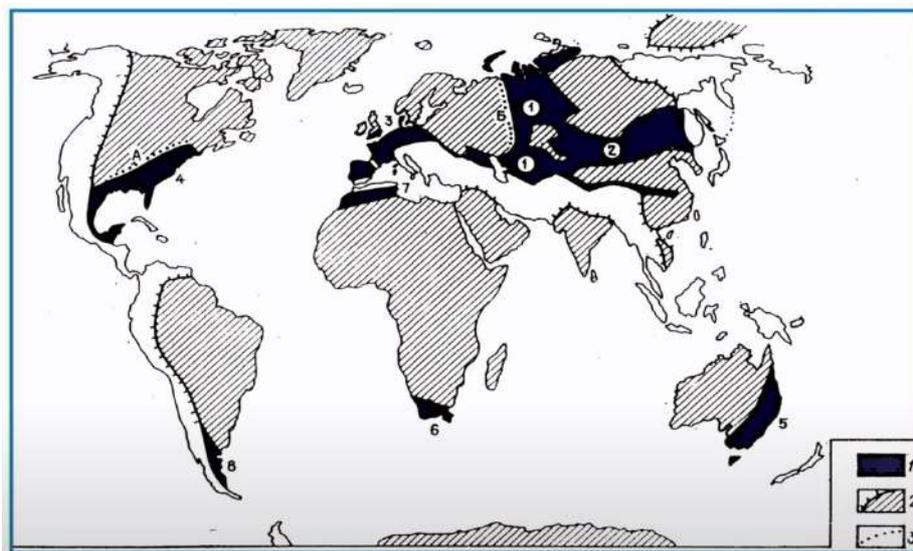
T_1 – складчатость и метаморфизм.



Рис. 12.13. Тектоническая схема Антарктиды (по Грикурову и др., 2010, с изменениями)

Структура Земли после завершения герцинской складчатости

Таким образом, наблюдается широкое проявление палеозойской складчатости на территории Земли. В числе палеозойских образований большую площадь занимают герцинские складчатые области (черный цвет на карте – рис. 12.14). Это связано с тем, континенты на протяжении палеозоя постепенно объединялись.



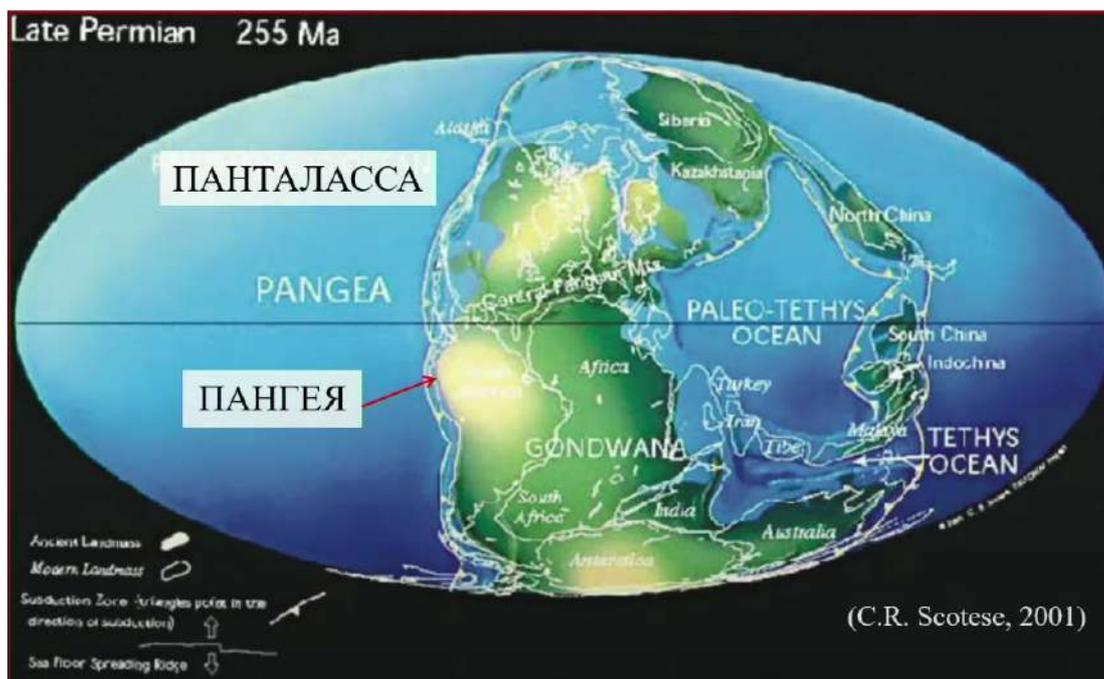
12.14. Расположение областей герцинской складчатости. 1 – области герцинской складчатости; 2 – области более ранней консолидации; 3 – краевые прогибы (А – Предапалачский; Б – Предуральский)

Структура Земли после завершения герцинской складчатости:

PZ_2 – в палеоокеанах преобладают активные окраины, островодужные обстановки – процесс сокращения межконтинентальных активных поясов

к концу PZ – закрытие всех межконтинентальных палеоокеанических бассейнов. Воссоединение «северных» континентов в Лавразию, а потом вместе с Гондваной в новый суперконтинент Пангея, противопоставленный Панталассе (впадине Тихого океана).

В конце палеозоя (поздне-пермская эпоха) наблюдается образование из Лавразии и Гондваны Пангеи, окруженной активными окраинами (белые полосы с «зубчиками» – рис. 12.15).



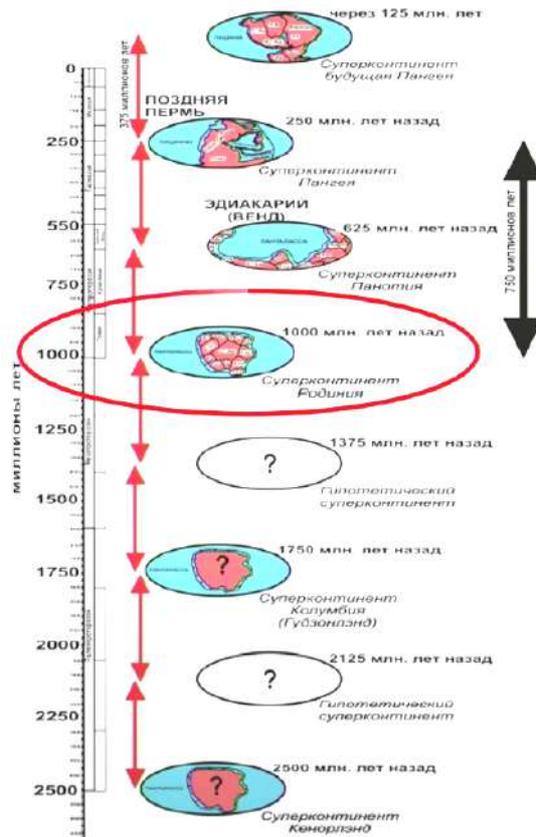
12.15. Палеотектоническая реконструкция Земли на конце PZ

12.2. Модель суперконтинентальных циклов в протерозое-фанерозое

Позднепротерозойский этап развития начинается с распада крупного суперконтинента Родиния, продолжается через распад суперконтинента и образование палеозойский океанических межконтинентальных бассейнов. Впоследствии развитие активных поясов приводит к их закрытию и образованию нового суперконтинента Пангея.

Таким образом, история развития:

PR_2 - PZ – единый мегаэтап включает Байкальский, Кледонский, Герцинский последовательные этапы развития земной коры от расширения межконтинентальных океанов до их повсеместного сокращения и закрытия единый цикл Уилсона.



12.16. Модель суперконтинентальных циклов в протерозое-фанерозое. Составил А.М. Никишин

Отметим особенность активных поясов (на орогенной стадии) – формирование различных орогенных структур:

D_{2-3} – *Old Red Sandstone* («древний красный песчаник») – мощная толща континентальных красноцветных осадочных пород (песчаников, конгломератов, сланцев), распространена в Англии, северо-западной Европе

C_2 – *New Red Sandstone* («новый красный песчаник») – красноцветные континентальные отложения.

P_1 – *Rotliegende* («мертвый красный лежень»), Европа, особенно Германия.

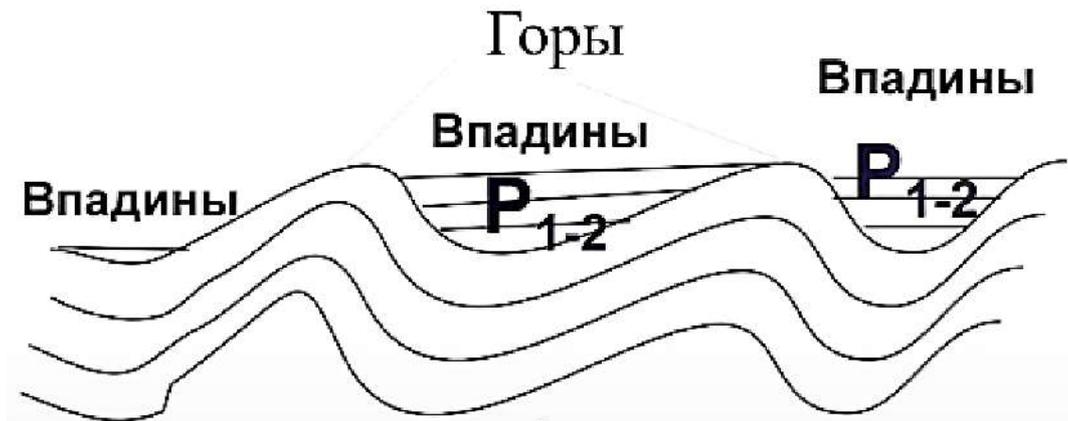
P_{2-3} – *Zechstein* (цехштейн), Европа.



Рис. 12.17. Межгорные впадины каледонид



Рис. 12.18. Межгорные впадины ранних герцинид



12.19. Межгорные впадины поздних герцинид

На фотографиях показаны (рис. 12.20, 12.21) показаны примеры отложений этих формаций. «Мертвый красный лежень» получил такое название из-за отсутствия в его содержании руды. Отложения подстилают рудный горизонт и обогащены элементами металлов. Цехштейн – мощная толща соленосных, гипсоносных карбонатов.



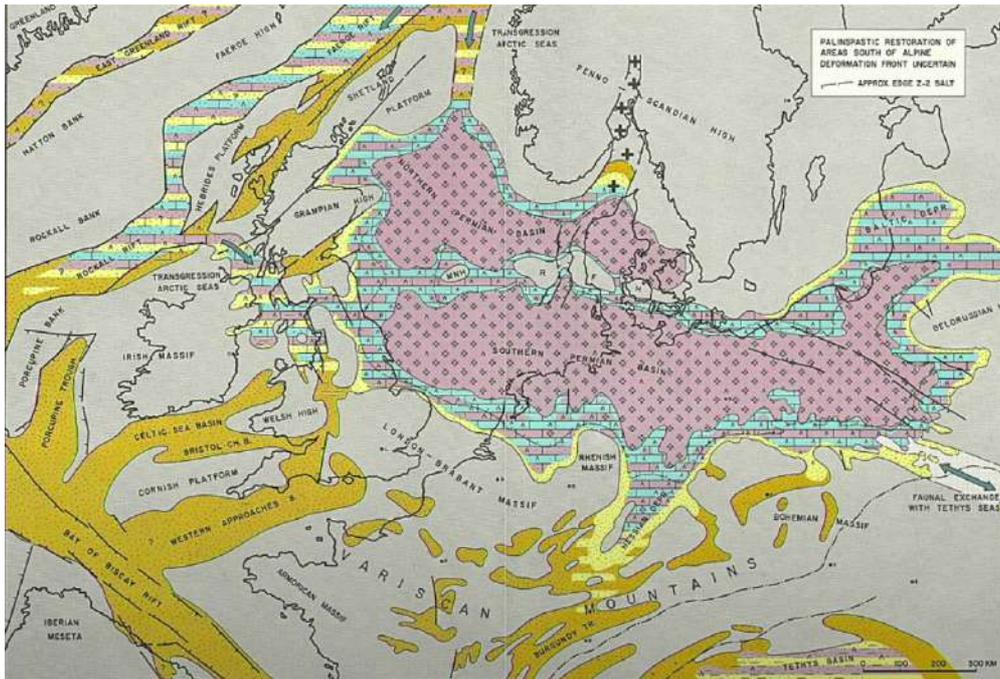
Рис. 12.20. «Древний красный песчаник», Д, Уэльс, Великобритания



Рис. 12.21. «Мертвый красный лежень», Р1. Восточная Германия. Фото Е.Ю. Барабошкина

Распространение верхнепермских отложений Европы (цехштейн)

Отложения накапливались в обширном остаточном бассейне (розовый и полосатый цвет – рис. 12.22). Область охватывала большую часть современного Северного моря и север Европы (Северо-германский бассейн).



12.22. Распространение верхнепермских отложений Европы (цехитейн)

Развитие подвижных поясов в палеозое

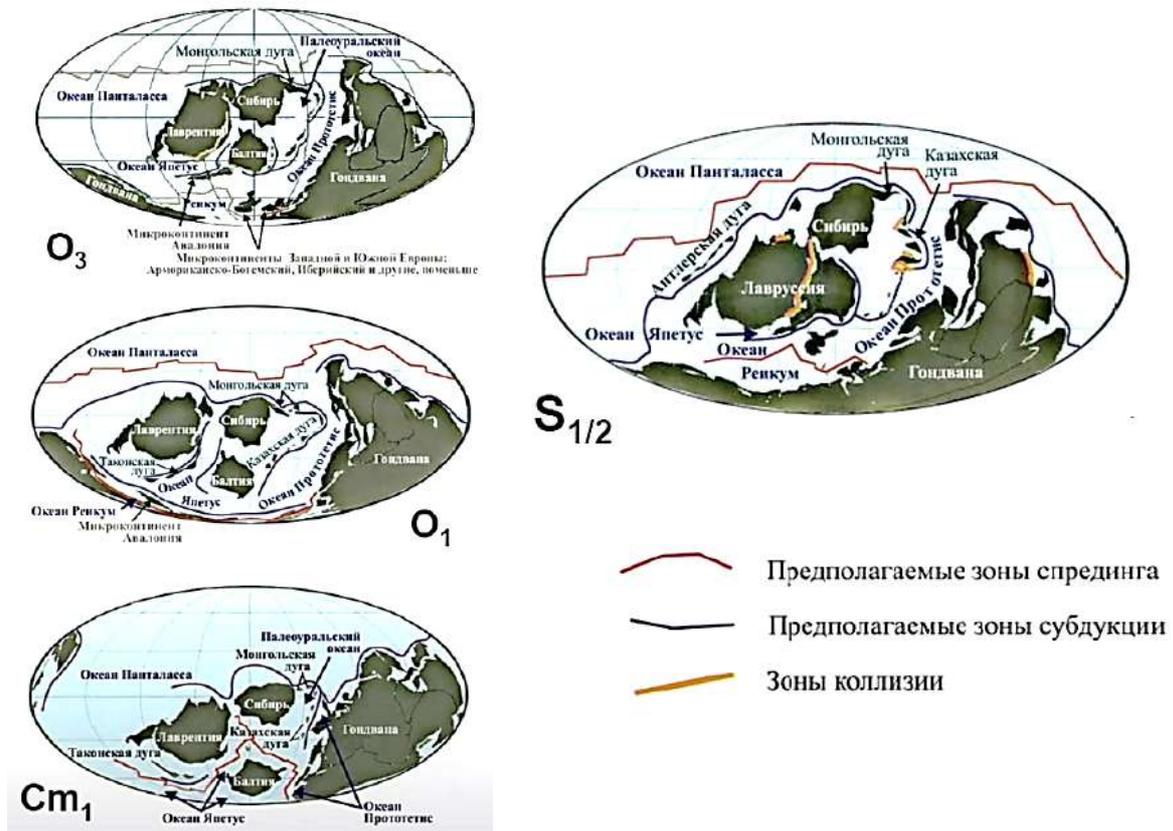


Рис. 12.23. Развитие подвижных поясов в раннем палеозое (Федоров, 2006)

На реконструкциях (рис. 12.23) показано, что начиная с кембрийского периода происходил распад континента Родиния с образованием Гондваны и ряда мелких континентальных массивов (Балтика, Сибирь, Лаврентия и др.). В этих структурах, в результате образования задуговых бассейнов и существовавших на тот момент межконтинентальных палеоокеанов, начинали отделяться микроструктуры (Авалония, район Китайских платформ и т.д.). С течением времени все они участвовали в формировании окраин межконтинентальных океанов. В результате присоединения этих массивов к крупным континентальным блокам формировали мегаконтинентальные массивы: Лаврессию, позже Лавразию и еще позже – Пангею.

Развитие подвижных поясов в позднем палеозое

На реконструкциях позднего палеозоя (рис. 12.24) показаны отдельные этапы развития активных поясов.

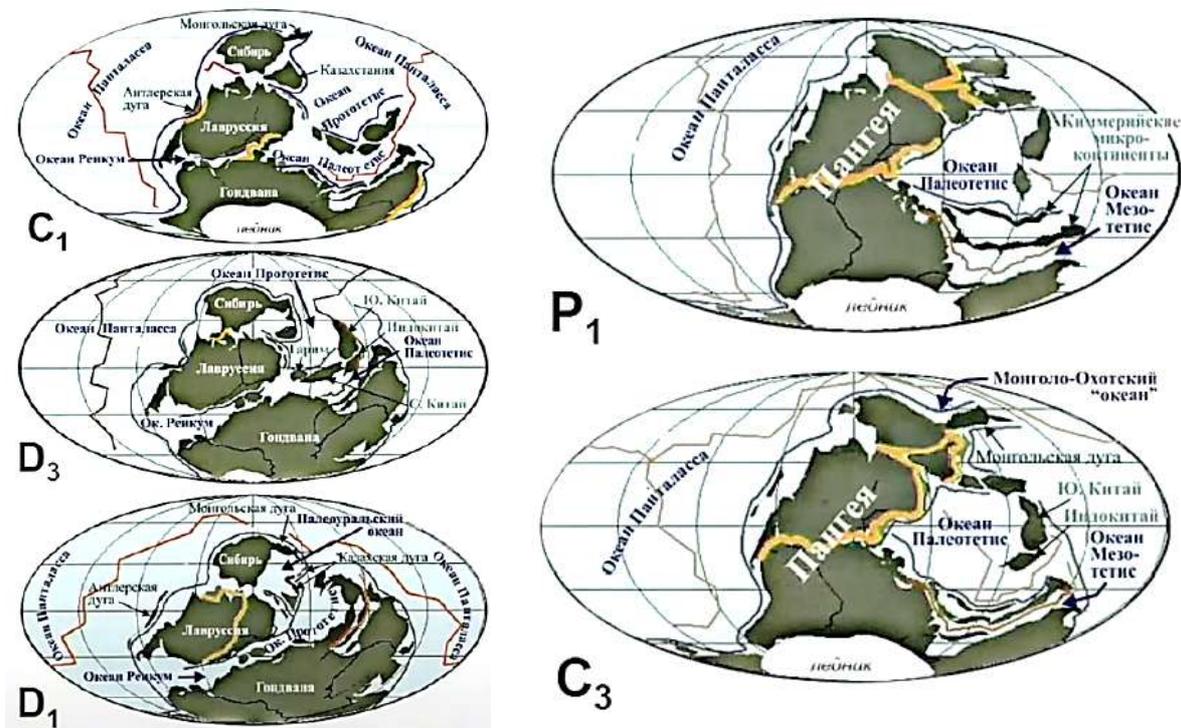


Рис. 12.24. Развитие подвижных поясов в позднем палеозое (Федоров, 2006)

Развитие древних платформ в палеозое

Древние платформы можно выделить в два ряда:

Платформы Северного ряда: общее погружение, широкое распространение морских трансгрессий – накопление чехла на обширных площадях (плитная стадия развития платформ). Мощность отложений на всех платформах небольшая (сотни метров), магматизм отсутствует.

Платформы Южного ряда (Гондвана): осадконакопление редуцировано, на окраинах – мелководно-морские терригенные песчано-глинистые (за счет размыва Гондванской суши) и карбонатные отложения. Ограниченное развитие чехла.

Рассмотрим процессы осадконакопления в пределах крупных континентальных массивов.

Северо-Американская платформа

Кембрий. Осадконакопление развито в областях, приближенных к подвижным поясам.

Ордовик. Осадконакопление проникает в центральные части платформы. В конце регрессия.

Силур. Осадконакопление смещается ближе к подвижным поясам.

Девон. Западная окраина охвачена складчатость. Образование рифов, эвапоритов.

Карбон-пермь. Возникновение активной окраины, орогенез, расширение суши.

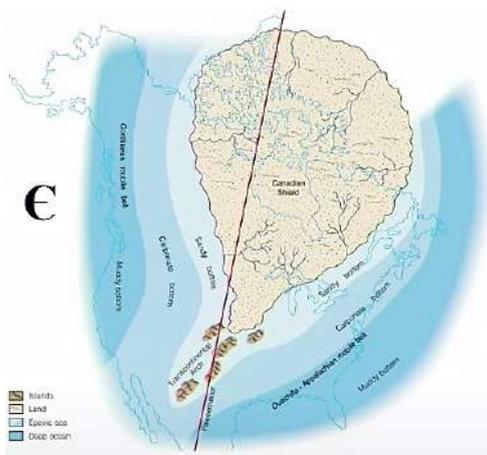


Рис. 12.25. Осадконакопление в кембрии (Северо-Американская платформа)

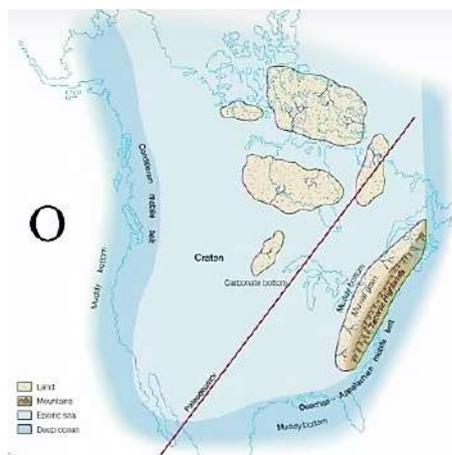


Рис. 12.26. Осадконакопление в ордовике (Северо-Американская платформа)

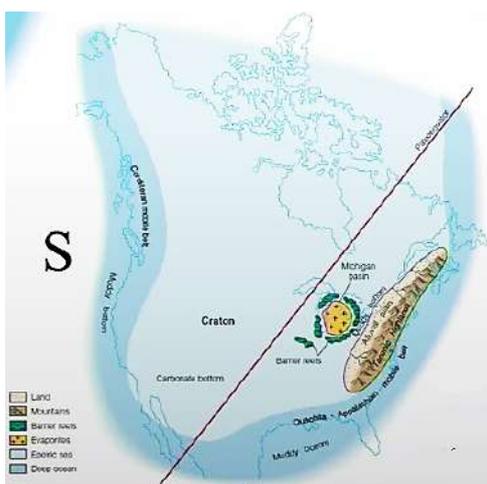


Рис. 12.27. Осадконакопление в силуре (Северо-Американская платформа)

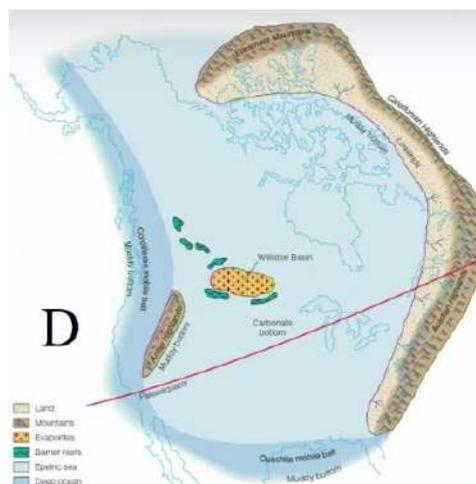


Рис. 12.28. Осадконакопление в девоне (Северо-Американская платформа)

В позднепалеозойское время территория Северной Америки все больше подвергается воздыманию, терригенному осадконакоплению. К концу палеозоя практически полностью осушается охватом окраин платформы складчатостью.

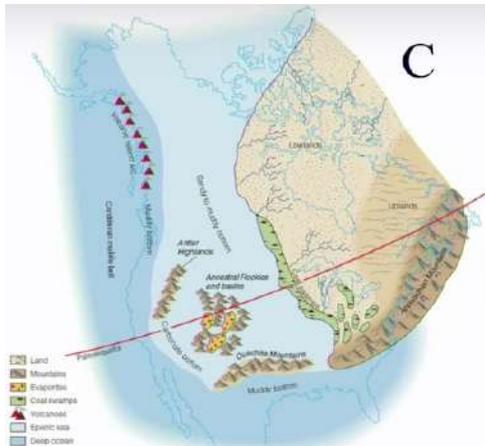


Рис. 12.29. Осадконакопление в карбоне (Северо-Американская платформа)

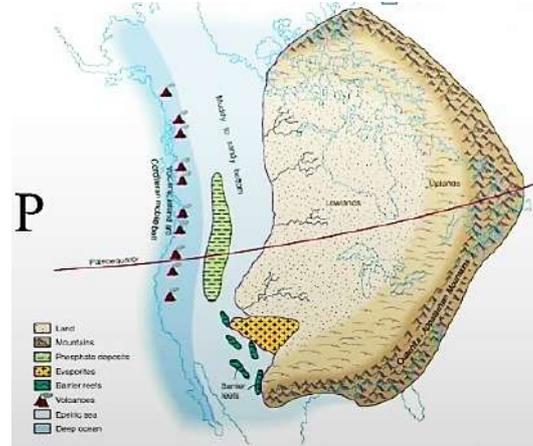


Рис. 12.30. Осадконакопление в перми (Северо-Американская платформа)

Восточно-Европейская платформа

На протяжении палеозойского этапа развития можно выделить два подэтапа:

- Синкаледонский этап *V-S*;
- Сингерцинский этап *D-T*.

Синкаледонский этап

Особенности развития:

- С середины *V* (максимум в V_2) – формирование площадного чехла.
- Остальное – обширные щиты (Балтийский, Сарматский, Волго- Уральский).

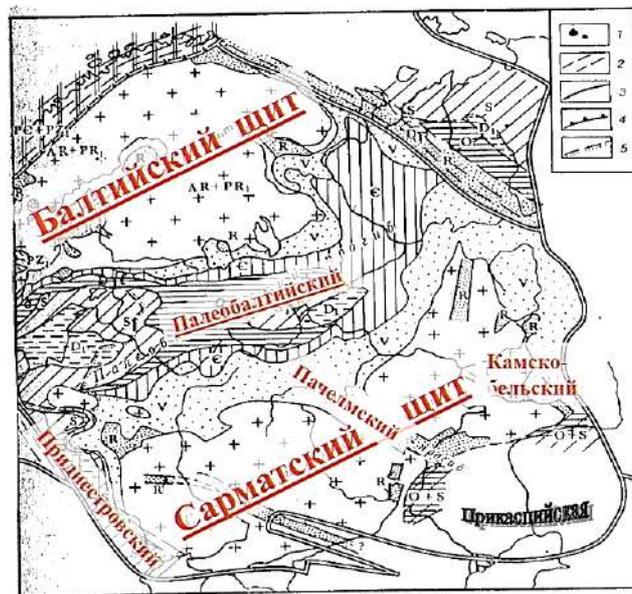
Синкаледонский этап охватывает конец протерозоя. Осадконакопление происходит в пределах погруженных территорий: на карте (рис. 12.31) это показано различными типами штриховки.

Крупные прогибы:

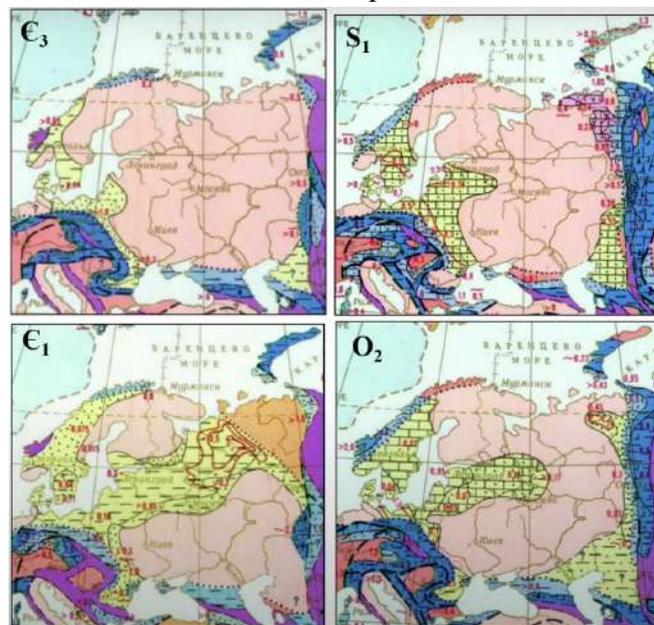
- Палеобалтийский;
- Пачелмский;
- Приднестровский;
- Камско-Бельский.

Камско-Бельский прогиб был соединен с Палеоуральским океаническим бассейном.

Остальная территория была приподнята и занята обнажающимися в раннем палеозое породами раннего докембрия.



12.31. Рис. 14. Геологическая карта предсреднедевонской поверхности Восточно-Европейской платформы. 1 – щелочно-ультраосновные интрузивы венда – раннего палеозоя; 2 – комплексы нижнепалеозойских верхнепротерозойских и более древних образований, сильно деформированные в эпохи байкальской и каледонской складчатости; 3 – крутые разломы; 4 – надвиги и тектонические покровы; 5 – западная граница распространения венда под чех лом более молодых отложений, Остальные штриховки и крапы отвечают стратиграфическим комплексам, обозначенным на карте индексами



12.32. Синкаледонский этап ВЕП (Ронов и др., 1984)

Сингерцинский этап D-T

Особенности:

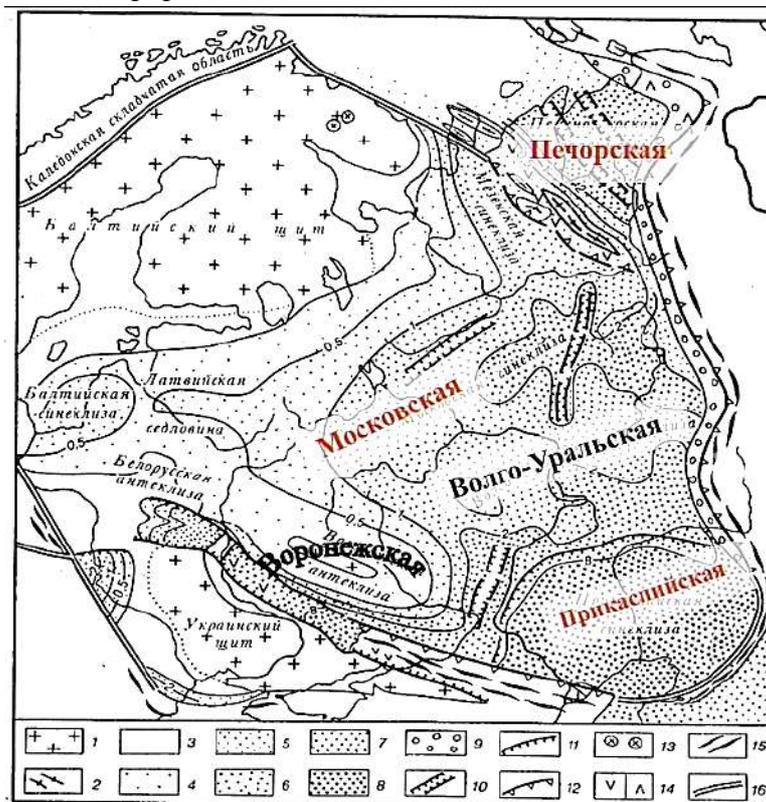
Первая половина D – поднятие платформы, перестройка структуры.

*D₂-P₁ – общее погружение платформы (максимальное за всю ее историю).
 Перекрытие чехлом ряда древних щитов и образование Русской плиты.*

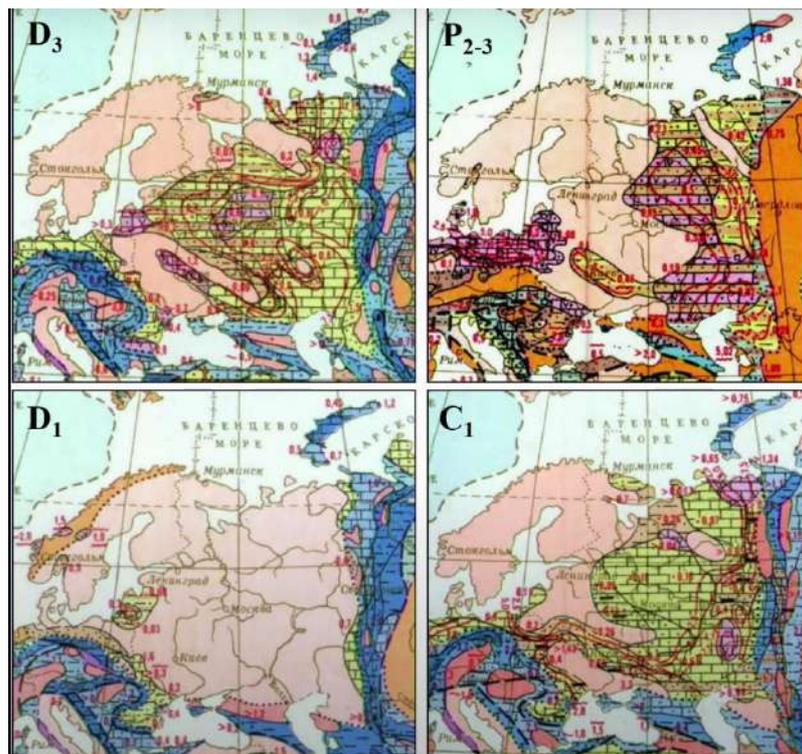
P₂-T₁ – общее поднятие, распространение на востоке шлейфа красноцветных песчано-глинистых континентальных отложений за счет размыва воздымающегося Урала.

Условные обозначения для палеотектонической схемы (рис. 12.32) Восточно-Европейской платформы и смежных метаплатформенных областей для сингерцинского этапа развития (средний девон – триас):

1-3 – области поднятия: 1 – в пределах щитов, 2 – в пределах байкальских складчатых зон, 3 в пределах плиты; 4-8 – области погружения и формирования плитного чехла мощностью: 4 до 0,5 км, 5 – до 1 км, 6 – до 2 км, 7 – до 8 км, 8 – более 8 км; 9 – герцинские краевые прогибы; 10 – авлакогены, регенерированные во второй половине девона; 11 – крупные сбросы и флексуры; 12 – позднегерцинские пологие надвиги на краях платформы; 13 – щелочные позднедевонские интрузии; 14 – герцинские складчатые структуры в обрамлении платформы; 15 – герцинские и раннекиммерийские складчатые структуры в обрамлении платформы; 16 – границы платформы и метаплатформенных областей.



12.32. Сингерцинский этап ВЕП (Ронов и др., 1984)



12.33. Сингерцинский этап ВЕП (Ронов и др., 1984)

Сибирская платформа

В пределах Сибирской платформы можно выделить те же этапы формирования:

- Синкаледонский этап;
- Сингерцинский этап.

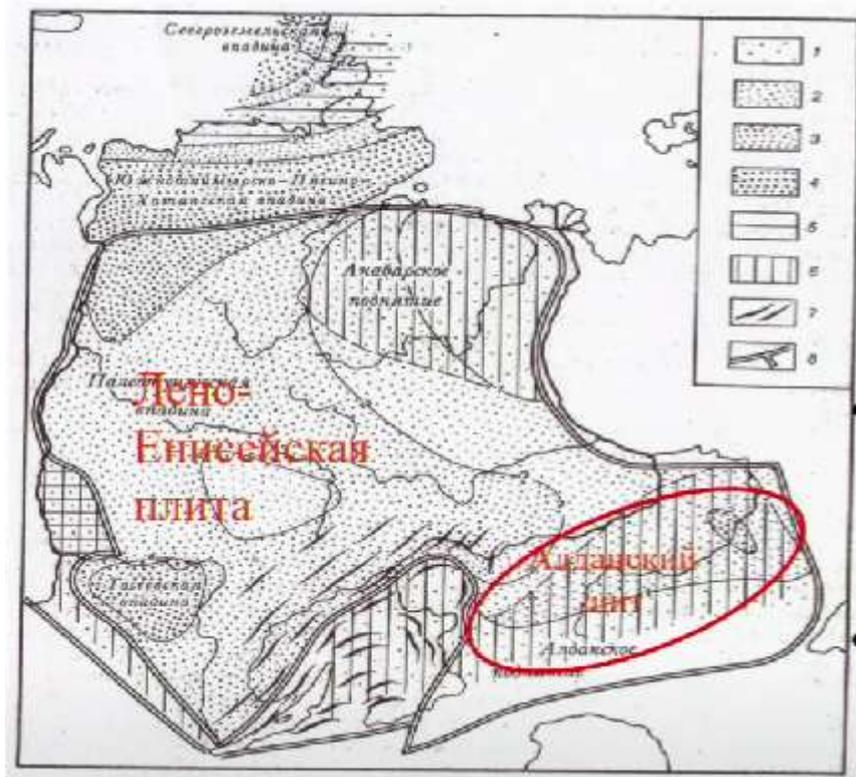
Синкаледонский этап V-S

- С V – формирование площадного чехла (Лено-Енисейская плита).
- Остальное – Алданский щит.

В это время начинал формироваться плитный чехол, Алданский щит не был перекрыт осадочными образованиями. Остальная территория Сибирской платформы – это Лено-Енисейская плита.

Условные обозначения для палеотектонической схемы (рис. 12.34) Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей для синкаледонского этапа развития (кембрий – начало девона):

1 – 4 – области погружения и формирования чехла мощностью: 1 – до 1 км, 2 – до 2 км, 3 – до 4 км; 4 – более 4 км; 5 – районы, где погружение возобновилось в кембрии или ордовике после байкальской или салаирской складчатости; 6 – районы, где погружение в кембрии сменилось поднятием в ордовике-силуре; 7 – каледонские складчатые деформации в нижнепалеозойском чехле платформы и вендско-кембрийском комплексе Байкальской метаплатформенной области; 8 – границы платформы и метаплатформенных областей.



12.34. Синкаледонский этап Сибирской платформы (Конаевич Л.Ф.)

На схемах (рис. 12.36) можно изучить историю развития чехла в пределах Сибирской платформы на протяжении раннего палеозоя. Уже в венде происходило обширное осадконакопление. Рассмотрим процесс осадконакопления в кембрии/ордовике/силуре:

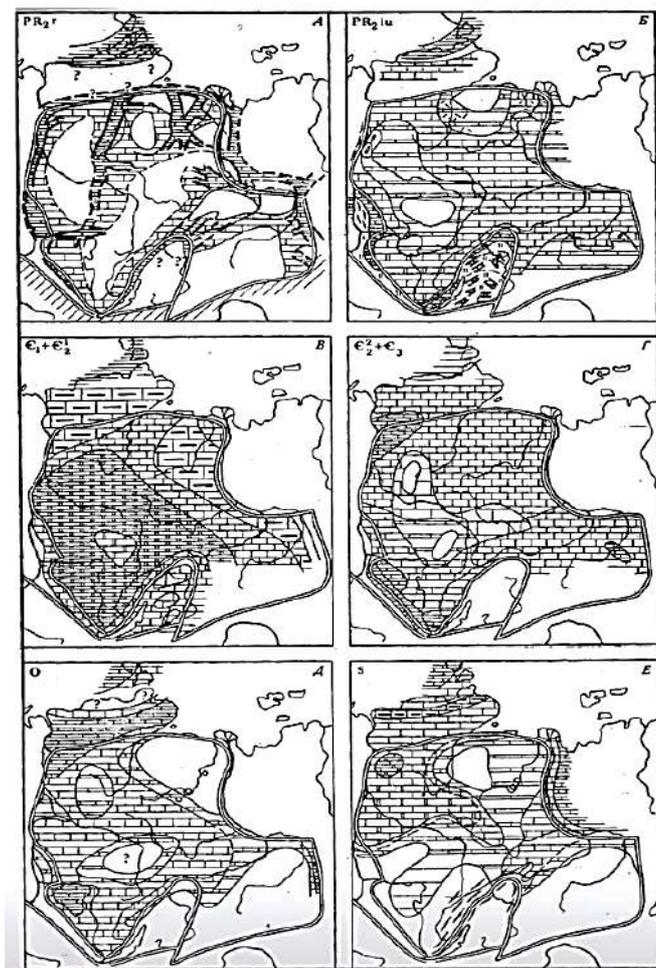
Ст – соли, карбонатные, терригенные отложения, битуминозные фации.

О – нормально морские и лагунные сероцветные и пестроцветные карбонатные, в меньшей мере терригенные и еще в меньшей мере сульфатные толщи.

S – мелководные карбонатные, терригенные отложения, в верхах – сульфатные.

Сингерцинский этап D-T

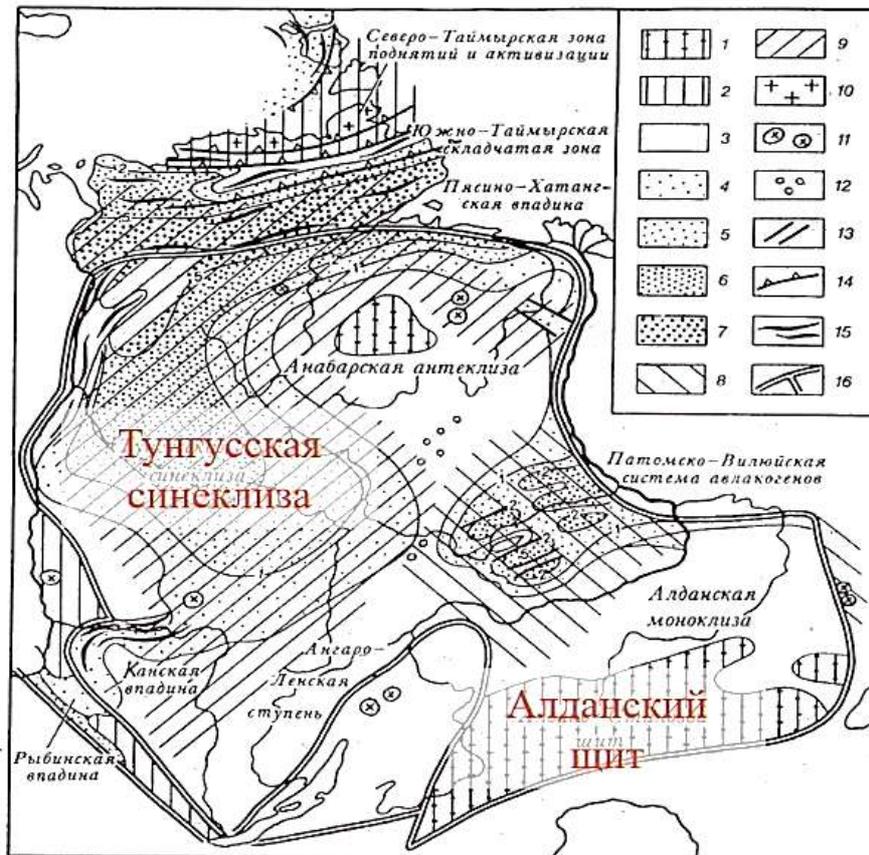
- *Первая половина D* – поднятие платформы, перестройка структуры;
- *D₃* – континентальный рифтогенез;
- *C₂₋₃-T₁* – образование огромной внутриконтинентальной впадины Тунгусской синеклизы, песчано-глинистые угленосные осадки тунгусской серии. Верхняя часть (P2-T1) – вулканогенная толща (трапповая формация): покровы базальтов – продукты наземных трещинных излияний, их туфы, силлы и дайки диабазов, долеритов.



12.36. Сибирская платформа в PZ_1

Условные обозначения к палеотектонической схеме Сибирской платформы и смежных метаплатформенных областей для сингерцинского и синраннекиммерийского этапов развития (средний девон – триас).

1–3 – области поднятия; 1 – в пределах выступов фундамента платформы, 2 – в пределах выступов фундамента метаплатформенных областей, 3 – в пределах плиты; 4–7 – области преобладающего погружения и формирования чехла мощностью: 4 – до 1 км, 5 до 2 км, 6 до 5 км, 7 – более 5 км; 8 – области проявлений позднедевонского существенно базальтового вулканизма; 9 – области проявлений раннетриасового траппового магматизма; 10 – Северо-Таймырская область тектономагматической активизации с пермтриасовыми гранитоидами; среднепалеозойские, пермские и раннетриасовые щелочные центральные массивы; 12 – среднепалеозойские и средне(?)триасовые (в бассейне р. Котуй) кимберлиты; 13 – сбросы; 14 – взбросо-надвиги; 15 – герцинские (на Северной Земле) и раннекиммерийские складчатые структуры в чехле платформы и Таймыро-Североземельской мета- платформенной области; 16 – границы платформы и метаплатформенных.



12.37. Палеотектоническая схема сибирской платформы

Гондвана в PZ

В венде V завершилась панафриканская/бразильская складчатость и формирование Гондваны.

Выделяется два этапа развития Гондваны в PZ:

1 этап: C-D – развитие впадин преимущественно по периферии Гондваны

2 этап: C-T₁ – развитие впадин «Гондванского типа»

История развития Гондваны:

- с PR₂ накопление платформенного чехла. Нет авлакогенной стадии.
- PZ – приподнятый континентальный массив, покрывается морями по периферии.

На рисунках 12.38, 12.39 показаны палеотектонические карты Гондваны в кембрии и силуре. На них видно из каких структур состояла Гондвана в палеозое: современные континенты Южной Америки, Африки, Индостан, Мадагаскар, Антарктида и Австралия. Вся территория приподнята – это континентальная суша, которая испытывает прогибание (формирование впадин) по периферии. Это связано с развитием активных поясов (Япетус, Реикум, Палеотетис и т.д.).

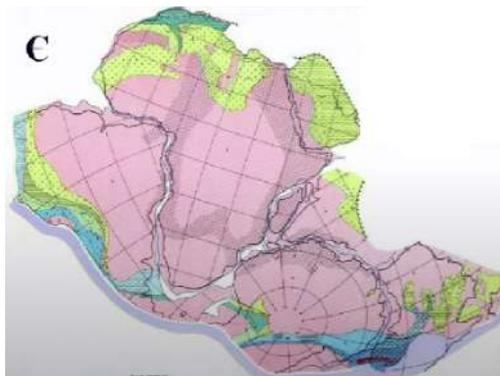


Рис. 12.38. Палеотектоническая карта Гондваны (Божко и др., 1987)



Рис. 12.39. Палеотектоническая карта Гондваны (Божко и др., 1987)

Рассмотрим типичное строение окраинных впадин на примере строения впадины Карру (Ю. Африка) (рис. 12.40):

$D-C_1$ – биогенные известняки с брахиоподами, мелководно-морские;

S – граптолитовые битуминозные сланцы, глубоководно-морские;

O_3 – ледниковые и водно-ледниковые отложения в троговых долинах - Сахарское оледенение;

O_{1-2} – пестроцветные песчано-глинистые отложения, прибрежные приливные;

C – трансгрессивные терригенные отложения.

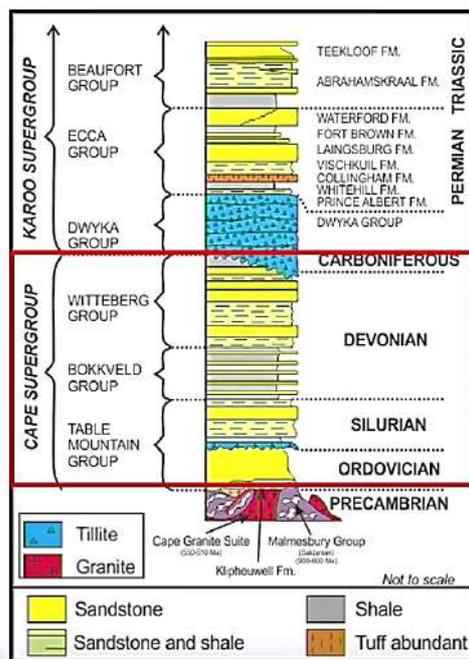


Рис. 12.40. Строение впадины Карру (Ю. Африка)
 Сахарское оледенение

На рисунке 12.42 показан разрез впадины Таудени, которая находится на западе и северо-западе современного африканского континента. На рисунке 12.41 приведены две схемы максимального и минимального распространения Сахарского оледенения.

В O_3 – материковое оледенение центральной части Гондваны. Тиллиты выявлены от Сьерра-Леоне до Марокко и Эфиопии, в Йемене, Саудовской Аравии. Ледниково-морские отложения – в Южной Америке, Северной Сахаре, Европе.

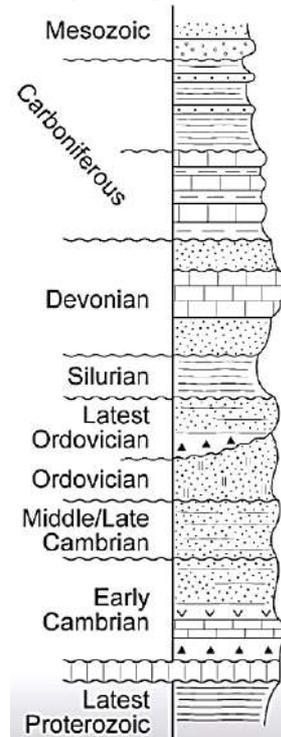


Рис. 12.41. Сахарское оледенение

Рис. 12.42. Разрез палеозоя впадины Таудени

$D-C_1$ – продолжение и максимум местных морских трансгрессий. Особенно широкие в Сахаре, где накапливаются не только песчано-глинистые, но и мелководные карбонатные отложения.

C_2-P_1 – Гондвана представляет собой суп сушу и испытывает общее поднятие. Образуются внутриконтинентальные впадины «Гондванского типа». Заполнены обломочными континентальными отложениями, во всех впадинах одна и та же последовательность.

P_2-T_1 (до 5 км) – континентальные песчано-глинистые отложения с косослоистыми песчаниками речного происхождения и остатками гондванских рептилий, надстраиваются эоловыми песчаниками (T_1).

P_1 (до 1400 м) – песчано-глинистые угленосные аллювиально-озёрно-болотные отложения, с большим количеством остатков растительности, земноводных и пресмыкающихся.

C_{2-3} (до 700 м) – залегает в глубоких троговых долинах: ледниковые и водно-ледниковые отложения с тиллитами из кристаллических пород докембрия.

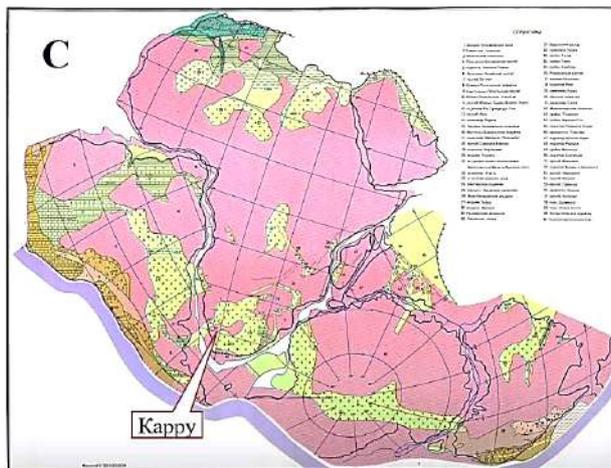


Рис. 12.43. Палеотектоническая карта С (Божко и др., 1987)

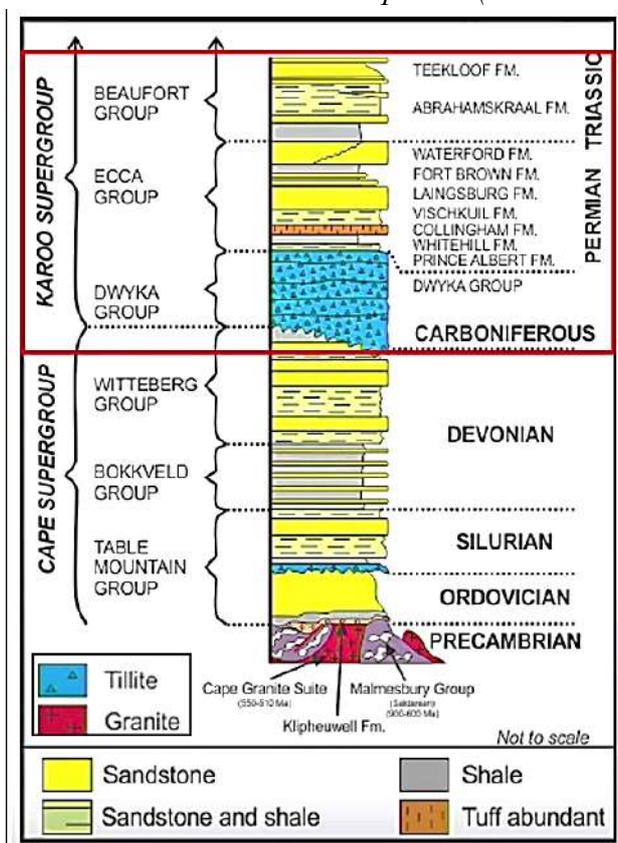


Рис. 12.44. Строение впадины Карру (Ю. Африка)

С₂-Р₁ Гондванское оледенение

Вегенер доказал, что когда-то все континенты были объединены в единый суперконтинент – Гондвана.

На рисунке 12.45 показаны контуры Гондванского оледенения. Его центр смещался к пределам современной Южной Африки.

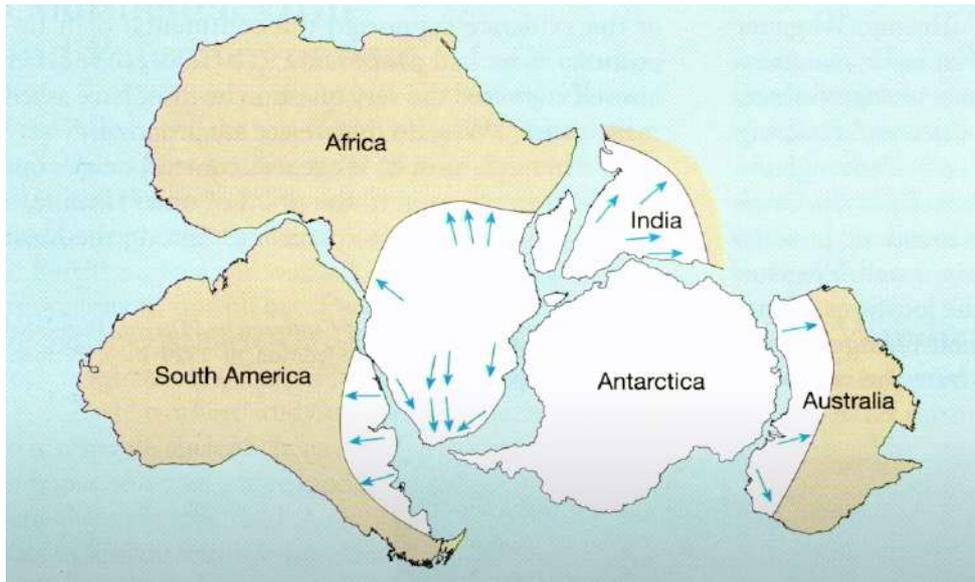


Рис. 12.45. Главный центр оледенения на юге Африки

Палеогеография Гондваны

Рассмотрим ряд палеогеографических карт (рис. 12.46-12.51), на которых можно видеть не только очертания Гондваны, но и то, какие структуры ее окружали (активные окраины океанов Япетус, Реикум, Палеотетис и др.)

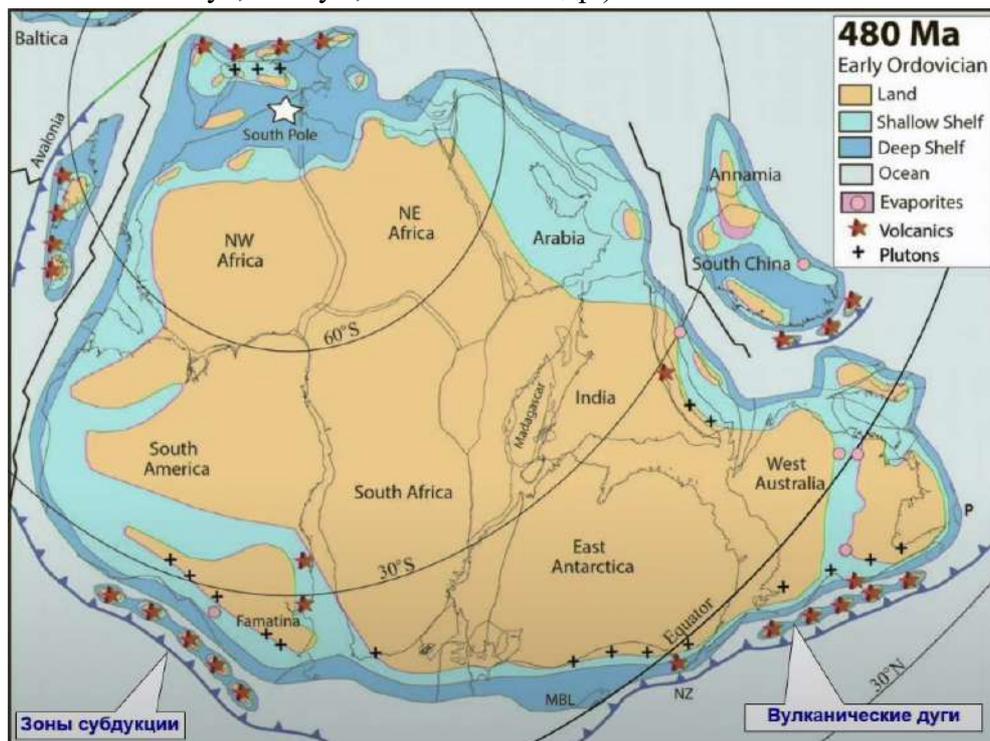


Рис. 12.46. Палеогеография Гондваны, O_1

На рисунке 12.47 показано развитие Сахарского оледенения вокруг южного полюса (показан звездой), в пределах которого существовала Гондвана. В девоне ледниковый покров исчезал.

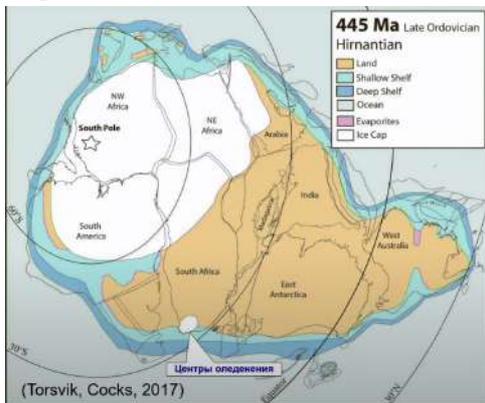


Рис. 12.47. Палеогеография Гондваны, O_3

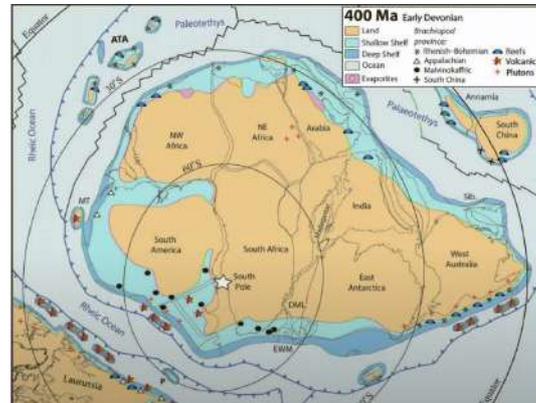


Рис. 12.48. Палеогеография Гондваны, D_1

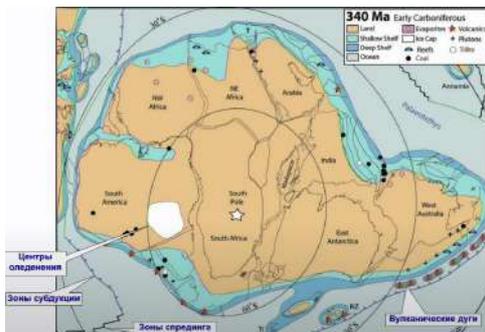


Рис. 12.49. Палеогеография Гондваны, C_1 (340 Млн лет назад)

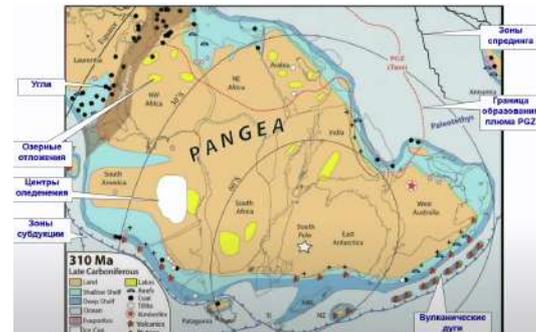


Рис. 12.50. Палеогеография Гондваны, C_2 (310 Млн лет назад)

Постепенное начало распада Пангеи (рис. 12.51).

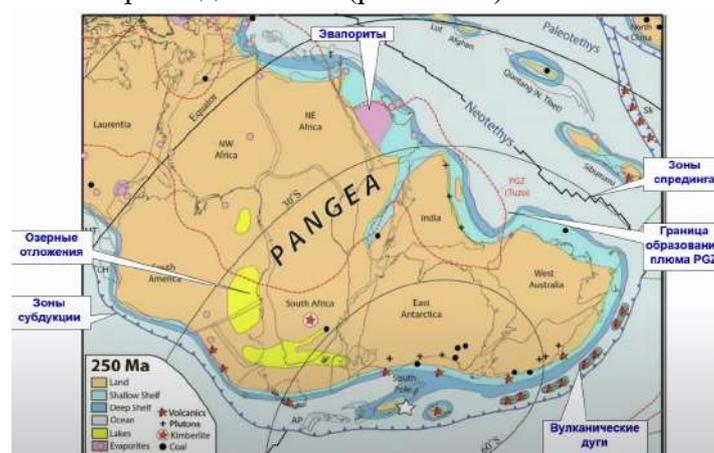


Рис. 12.51. Палеогеография Гондваны, P/T (250Млн лет назад)

Лекция 13. Палеогеография и климат Земли в палеозое

13.1. Палеогеография раннего палеозоя

Рассмотрим талассократическую и геократическую эпохи для более полного понимания причин изменения палеогеографических обстановок и климата на нашей планете.

(R)V- \mathcal{C}_1 – Талассократическая эпоха – расширение и углубление океанов. Трансгрессии на большинстве северных платформ и окраинах Гондваны (немного).

\mathcal{C}_{2-3} – Геократическая эпоха – салаирская фаза каледонской складчатости, регрессии на большинстве северных платформ.

O-S – Талассократическая эпоха – продолжение развития океанических бассейнов, морские трансгрессии на всех северных платформах (эпиконтинентальные бассейны занимают до 60% их площади), окраинах Гондваны.

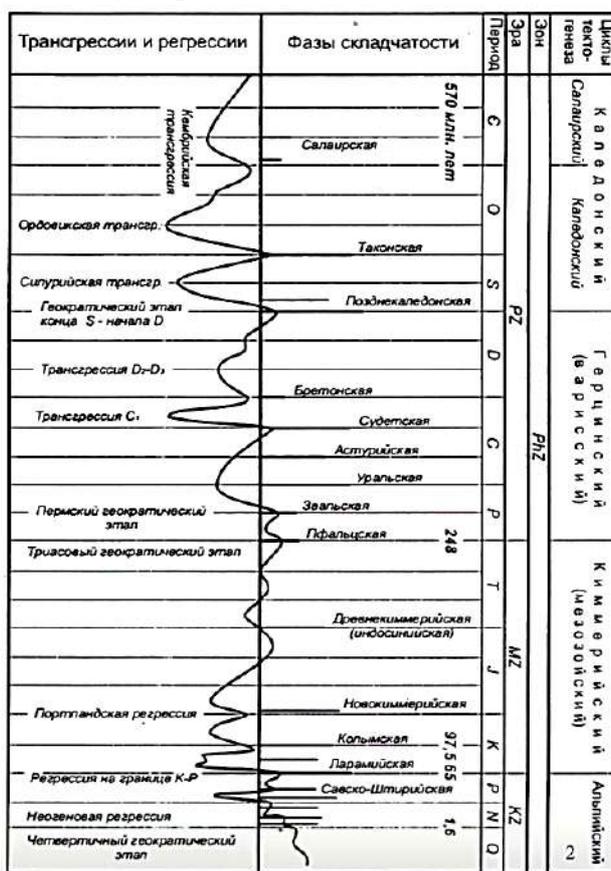
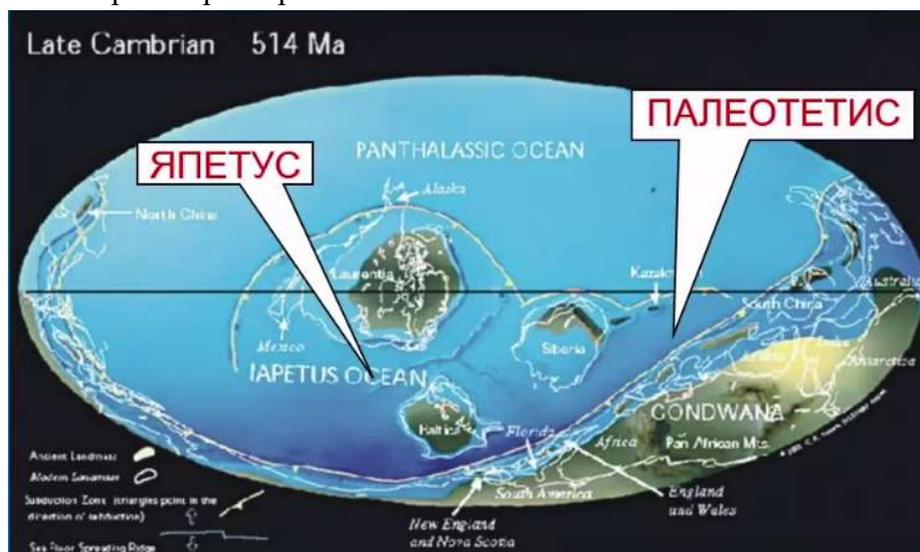


Рис. 13.1. Основные геотектонические этапы фанерозоя и схема движений земной коры. Составил А.И. Родыгин, с изменениями

В раннем палеозое в высоких широтах южного полушария находилась Гондвана, которая включала в себя современные континенты: Южную Америку, Африку, Австралию, Индостан и Антарктиду, и ряд других мелких массивов. В районе экватора южного и северного полушария были микроконтиненты Сибири, Балтики и Северной

Америки, разделенные молодыми океаническими бассейнами. На их территории развивались обширные трансгрессии.



13.2. Палеотектоническая реконструкция Земли для кембрийского периода (Scotese, 2001)

К концу ордовика ситуация изменилась и сократились межконтинентальные бассейны. Океан Япетус имел активные окраины, что говорит о его сокращении. Постепенно закрываясь к концу силура в северном полушарии появляется мегаконтинент Лавруссия.



13.3. Палеотектоническая реконструкция Земли для ордовикского периода (Scotese, 2001)

13.2. Палеогеография позднего палеозоя

Особенности в позднем палеозое:

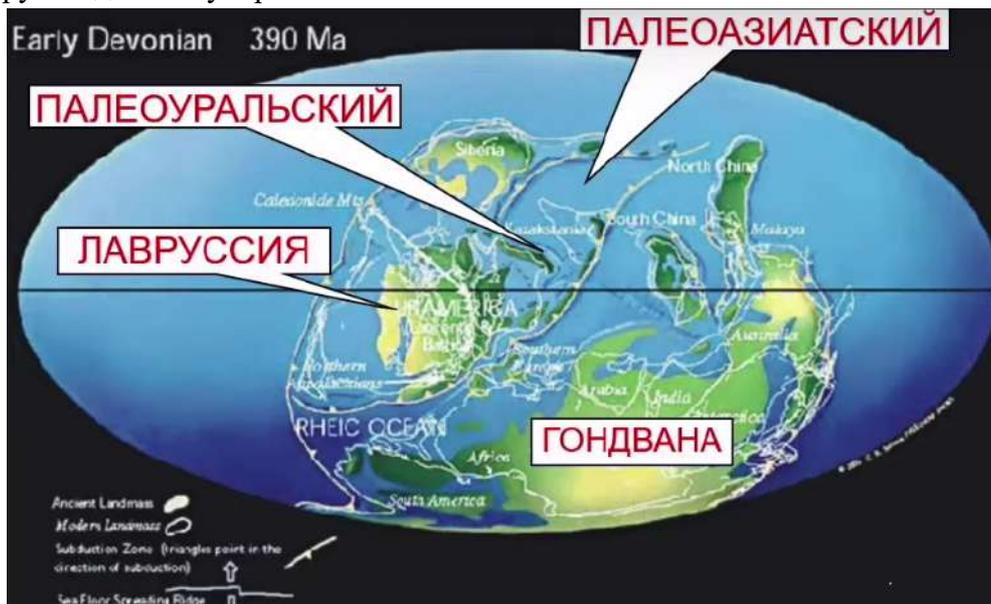
S/D, первая половина D – Геократическая эпоха – позднекаледонская и акадская фазы складчатости. Закрытие палеоокеана Япетус, сокращение площади Центрально-Азиатского океана, отчасти - западной окраины Тихого океана. 75% площади континентальной коры - суша.

D₂₋₃-C₁ – Талассократическая эпоха – сокращение океанов, новое погружение и морские трансгрессии (до 30% площади континентальной коры - под морем).

C₂₋₃-P – крупнейшая Геократическая эпоха – герцинская складчатость. Закрытие всех межконтинентальных океанов, Тихий существует. Регрессии.

На рисунках 13.4 и 13.5 показаны палеотектонические реконструкции конца палеозоя.

В девонское время сформировалась Лавруссия, как крупный мегаконтинент, продолжалась закрытие Межконтинентального и Центрально-Азиатского палеоокеанических бассейнов. Кроме того, в результате закрытия палеоокеана Реикум продолжается сближение континентов Лавруссии и Гондваны. В итоге образуется континент, объединяющий Гондвану и Лавруссию. При присоединении Сибирской платформы и Казахстании образуется Лавразия. Лавразия вместе с Гондваной формируют единый суперконтинент – Пангея.



13.4. Палеотектоническая реконструкция Земли позднего палеозоя. Девонское время



13.5. Палеотектоническая реконструкция Земли позднего палеозоя. Пермское время

Характер осадконакопления

Подвижные пояса

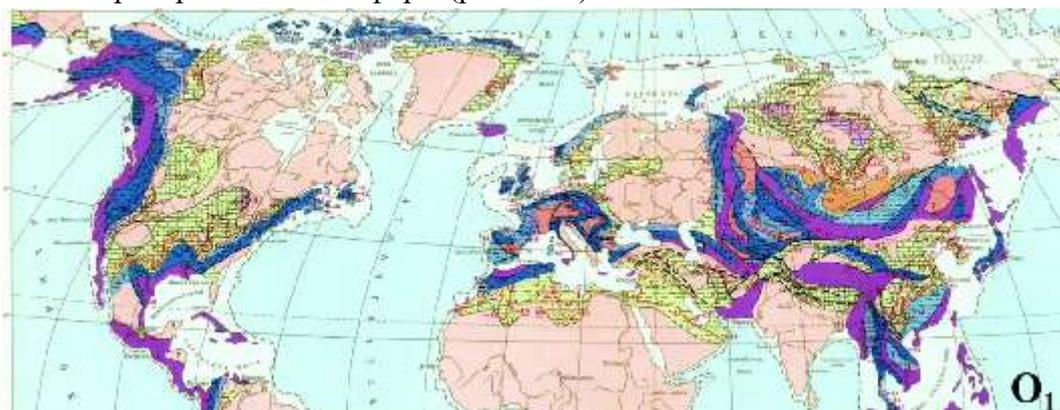
В пределах подвижных поясов выделяют следующие особенности:

PZ₁ – преобладает морское терригенное и вулканогенное осадконакопление в осевых частях и карбонатное (уже не доломитов, а известняков и не хемогенных, а органогенных) – на пассивных окраинах

PZ₂ – преобладают обстановки активных окраин, накопление мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных (флишоидных) толщ, осадочных кремнистого и кремнисто-терригенного состава.

Платформы. Северный ряд

Рассмотрим развитие платформ (рис. 13.6).



13.6. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. ВСЕГЕИ, 70 с. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. 1984

В развитии платформ выделяются следующие особенности:

PZ_1 – широкое развитие эпиконтинентальных морей, накопление терригенных и карбонатных илов, рост рифов. В О в их составе появляются прослои с повышенным содержанием S_{org} - горючие сланцы (кукерситы)

Конец PZ_1 – характерны лагуны с аномальной соленостью, где накапливались пестрые терригенные, соленосные осадки, фосфориты

PZ_2 – в мелководных морях большое значение приобретают рифы (водоросли, кораллы, морские лилии, мшанки) - в настоящий момент коллектора углеводородов. В застойных обстановках – битумы (доманиковая фация, D_3).

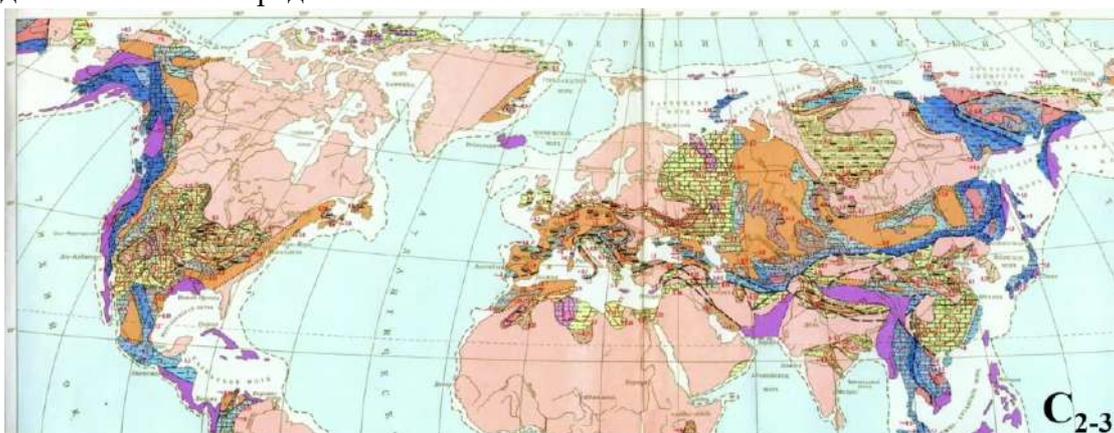
D_2 , конец P_1 , P_2 – Активные процессы соленакопления.

вторая половина PZ_2 – появление настоящих прибрежных пресноводных и солоновато-водных водоемов: $C-P$ – максимум угленакопления в истории Земли (D 0,001%, C 30%, P 27%, T 0,04% разведанных запасов)



13.7. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. ВСЕГЕИ, 70 с. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. 1984

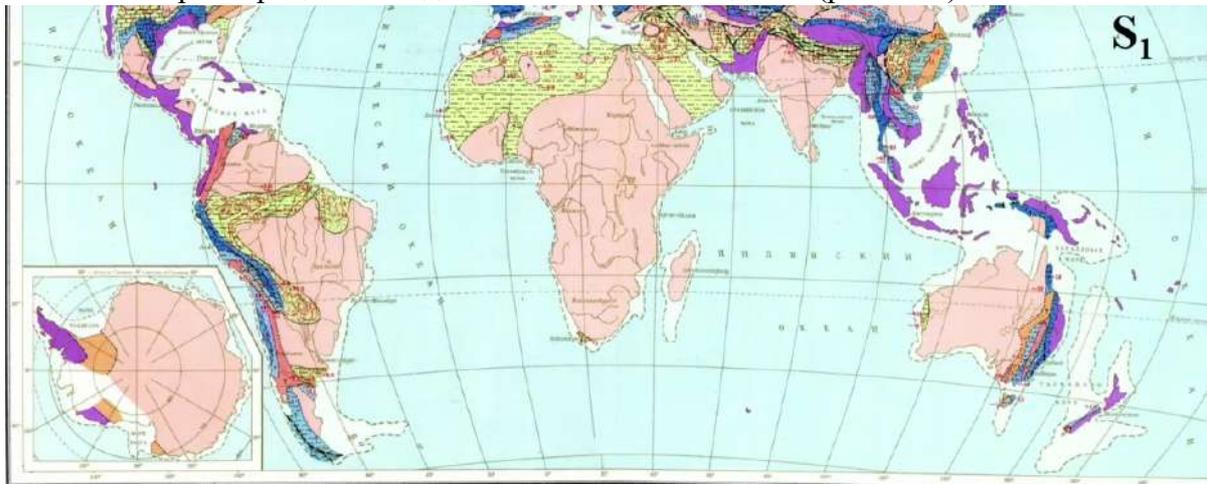
На карте (рис. 13.8) показано уменьшение площадей распространения осадконакопления в пределах континентов.



13.8. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. ВСЕГЕИ, 70 с. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. 1984

Гондвана

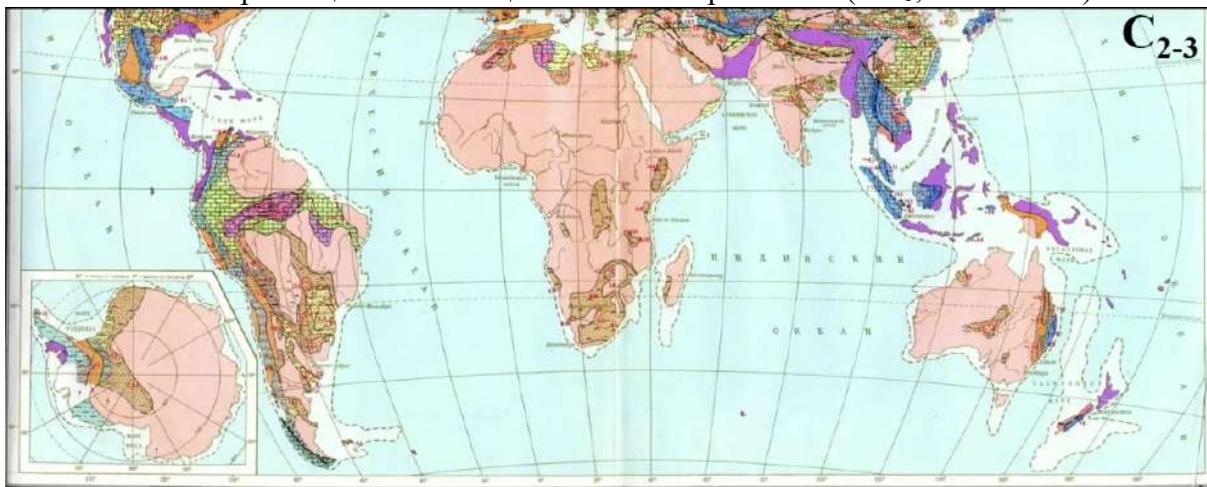
Рассмотрим процессы осадконакопления на Гондване (рис. 13.9).



13.9. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. ВСЕГЕИ, 70 с. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. 1984

PZ_1 – покрывалась морями лишь по периферии, осадконакопление редуцировано, континентальная аккумуляция (древние морены ордовика в Африке и Южной Америке).

PZ_2 – гондванская серия, типичная для всех гондванских впадин последовательность: тиллиты, озерно-болотные, аллювиальные фации (C , континент.), дельтовые комплексы с прослоями углей (P , прибрежно-континентальные), аллювиальные и красноцветные толщи с остатками рептилий ($P-T_1$, континент.)



13.10. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Поздний докембрий и палеозой континентов. ВСЕГЕИ, 70 с. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. 1984

Краевые прогибы

Накопление молассовой формации (красноцветные континентальные толщи) – на ранних стадиях угленосные параличская и лимническая (в прогибах перед ранними герцинидами) либо соленосная (в прогибах перед поздними герцинидами) формации.

Межгорные впадины

Накапливается типичная грубая континентальная красноцветная моласса *D* ("old red stone") в каледонидах, *P-T* ("new red stone") – герцинидах.

Магматизм

В пределах различных палеозойских структур наблюдается и эволюция магматизма, который имел разнообразный состав.

В подвижных поясах: офиолитовые комплексы (начальные стадии океанообразования); лавы основного и среднего состава в отложениях островных дуг (стадии закрытия океанов); кислые интрузивы (финальные стадии горообразования).

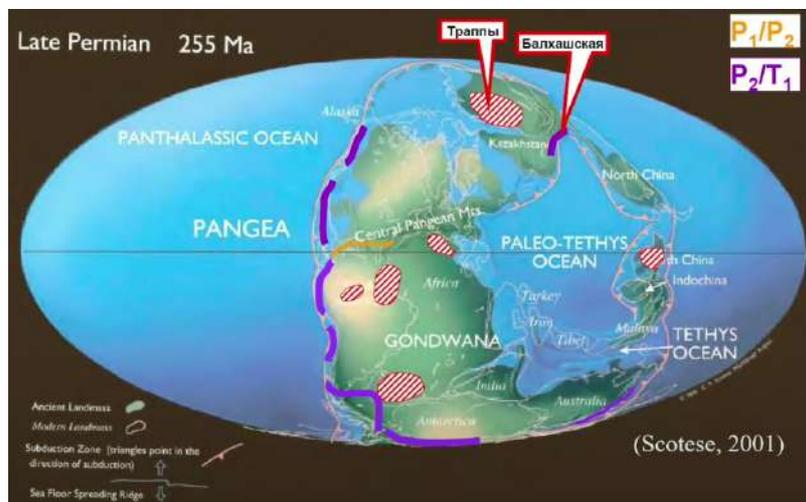
В межгорных впадинах: наземный вулканизм (лавы и туфы различного состава).

На платформах: позднепермская трапповая формация (Сибирская платформа).

Рассмотрим карту конца палеозоя (пермский период), на которой отмечены области проявления траппового магматизма, который был развит в этот момент широко:

- траппы в Южной Америке и Бразилии;
- траппы в Марокко на севере Африки;
- траппы Карру на юге Африки;
- траппы в Тунгусской синеклизе – крупнейшая сибирская трапповая провинция;
- траппы тайские, развитые в пределах Южно-Китайской платформы.

Крупное проявление траппового магматизма связано с объединением Гондваны с Лаврусией (впоследствии с Лавразией) в единый суперконтинент – Пангея. Широкое развитие образования получили вследствие разогрева недр под этим континентом и активизацией слоя в основании мантии.



13.11. Палеотектоническая реконструкция Земли. Пермский период

13.3. Изменения климата в палеозое

Рассмотрим связь тектонической истории и палеогеографии структур с изменением климата в палеозойское время.

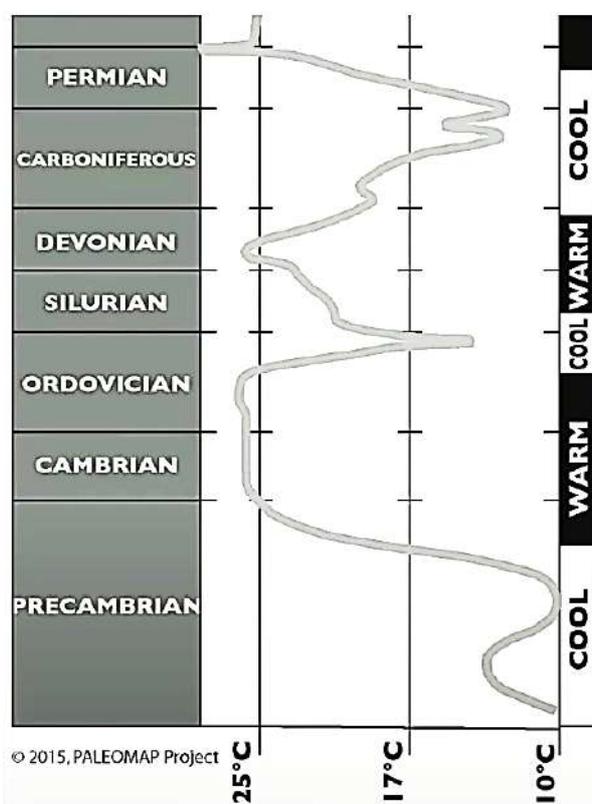
На рисунке 13.12 показана схема с периодами, в течение которых менялся ряд параметров. По этим параметрам их относят либо к ледниковым эпохам («icehouse»), либо парниковых периодов («hothouse»): чередование «icehouse» и «hothouse» периодов.

В палеозое многие ученые на основании изученных параметров выделяют следующие периоды:

- *Конец венда* – начало потепления, *термоэра*;
- *Конец ордовика – конец перми* – крупная *гляциоэра*;
 - *S-D₁ – warm period.*

Причины различны:

- Космо- и геопланетарные факторы (внешние).
- Взаимное расположение континентальных массивов (внутренние).
- Изменение парциального давления парниковых газов и кислорода в атмосфере.



13.12. Палеотемпературы

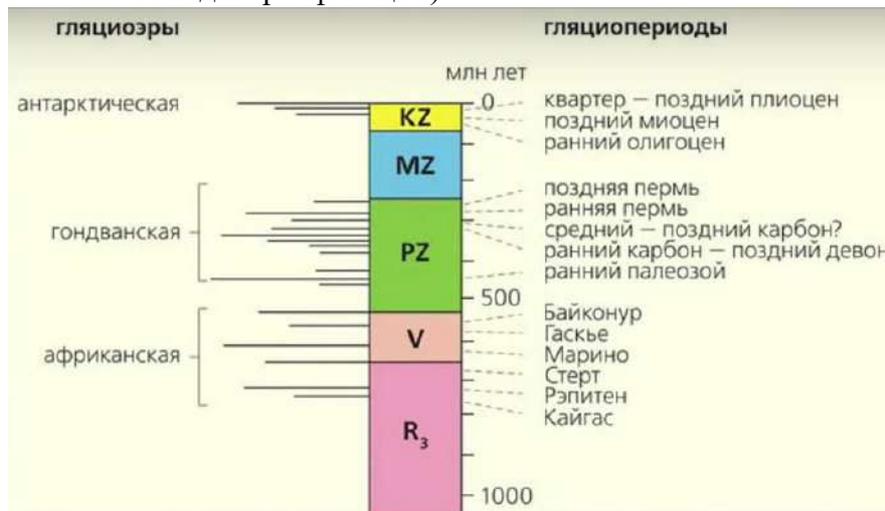
Ни один из этих факторов в отдельности не создаст существенного изменения в климате.

На схеме (рис. 13.13) выделяются термоэры и гляциоэры.

Раннепалеозойская термоэра

С-О, 540-440 млн л.: отсутствие следов оледенений, признаки теплого и аридного климата (широкое распространение карбонатных отложений (в том числе рифов), солеродных бассейнов, развитие красноцветных пород и каолиновых глин)

O_{2-3} – быстрый рост фаунистического разнообразия морской биоты (великое ордовикское событие биодиверсификации).



13.13. Гляциоэры и гляциопериоды Земли в интервале поздний рифей - наше время (Чумаков, 2017)

Средний-поздний кембрий

Период изучен слабо и, вероятно, был не сильно контрастным: уже начиная с *St* существовали аридная (соли, гипсы, ангидриты) и теплые гумидные (карбонатонакопление, развитие рифов) зоны

Гондванская гляциоэра

S-P, 440-260 млн л.: оледенения в основном связаны с Гондванским мегаконтинентом, выделяют пять гляциопериодов:

- 1) PZ_1 (продолжался около 20 млн л., Сахарское оледенение),
- 2) D_3-C_1 (имело предгорный характер, Бразилия, СВ Аппалачи),
- 3) C_2 (охватывало западную, восточную и северную части Гондваны),
- 4) P_1 (максимум Гондванского оледенения),
- 5) P_{2-3} (завершение Гондванского оледенения)

Средний поздний ордовик

начало O_1 и O_2 – гумидизация климата.

конец O_1 и O_2 – потепление климата, появление аридных зон на всех континентах.

O_3 – гумидизация климата, похолодание, Сахарское оледенение.

Причины Сахарского оледенения:

1. Положение Гондваны в высоких южных широтах. По палеомагнитным данным Южный полюс находился на территории Северной Африки (название оледенения), а большая часть континента - выше 60 град. ю.ш.

2. Растущее альbedo – по своим размерам ледниковый покров превосходил современную Антарктиду и распространялся более чем на 20 млн. км²

3. Изолирование CO_2 за счет усиления континентальной эрозии, накопления карбонатов, высокоуглеродистых сланцев – уменьшение pCO_2



Минимальное развитие

Рис. 13.14. Сахарское оледенение



Максимальное развитие

Рис. 13.15. Сахарское оледенение

Силурийский период

S_1 – прохладный гумидный климат. Ледниковый покров Гондваны исчезает, глобальная трансгрессия, уровень моря повысился на сотни м. Палеогеографические области O_3 исчезли, наступил длительный период (почти 150 млн. лет) мягкого теплого климата.

S_2 – потепление, аридизация климата.

Девонский период

D – жаркий аридный климат. Возникновение обширной пустыни в Западной Европе ("континент Древнего Красного Песчаника").

D_{1-2} – расширение границ аридных зон связано с эпохами расширения площади континентов.

D_3 – широкие гумидные зоны, климатические границы сглаженные (расширение площади океанов).

Ранний каменно-угольный период

C_1 – господство влажного тропического климата, широкие гумидные зоны

C_{2-3} – похолодание, аридизация климата. Оледенение Гондваны

Ранний пермский период

P – потепление, контрастный континентальный климат. Покровное оледенение сибирской части Пангеи (в приполярной области), огромные эвапоритовые бассейны – в ее центральной части.

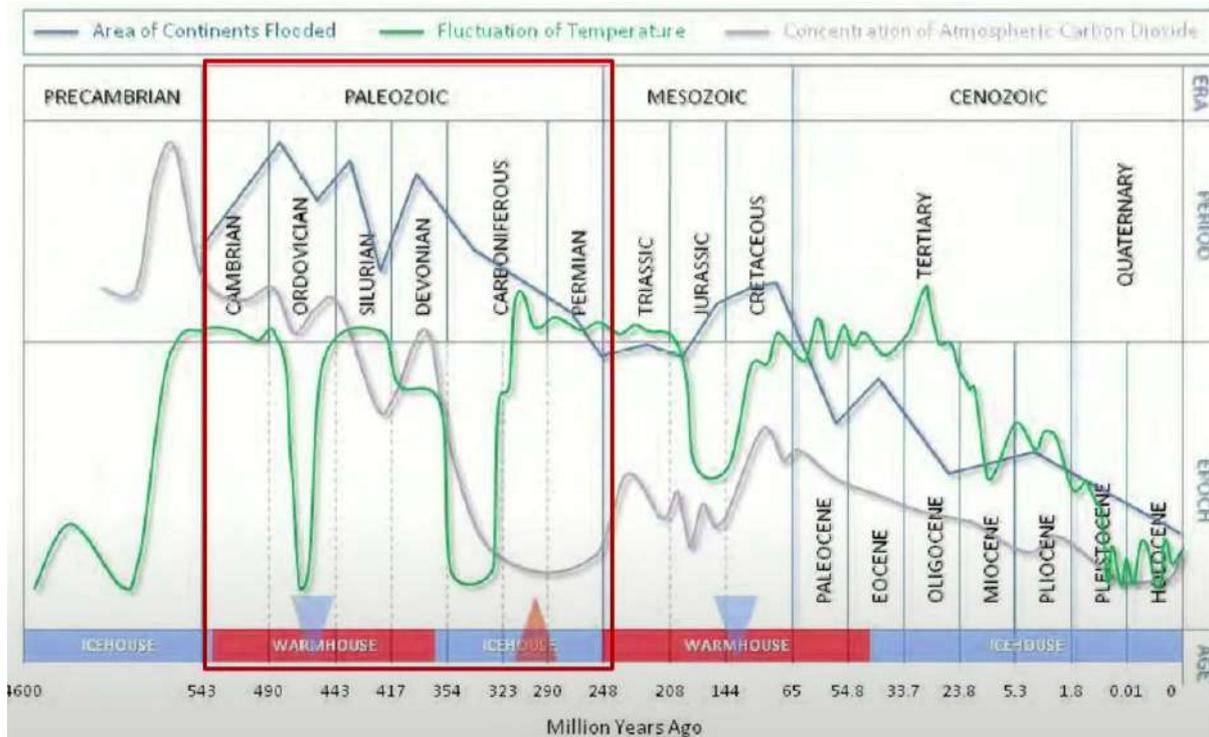
Триасовый период

T – наиболее жаркий и засушливый период. Аридные пояса распространялись в высокие широты. В этот период произошло наиболее крупное вымирание.

Рассмотрим параметры климата, изменяющиеся на протяжении палеозоя (рис. 13.16). На схеме изображены гляциоэры и термоэры. Термоэра выделяется на протяжении всего кембрия и включает в себя практически весь девон. Гляциоэра выделяется на весь оставшийся палеозой. Эти периоды прерываются эпизодами потепления или, наоборот, похолодания.

Общие тенденции в изменении климатических параметров и палеогеографии палеозоя:

- скачкообразный снижающийся тренд изменения содержания в атмосфере углекислого газа (серая линия);
- пики снижения количества углекислого газа совпадают с изменениями температуры (зеленая кривая).



13.16. Распределение глобальной температуры и концентрации углекислого газа в различные геологические породы

Лекция 14. Геологическая история Земли в мезозое-кайнозое

В тектонической истории Земли этап мезо-кайнозоя – единый. Именно поэтому этот временной интервал в рамках курса рассматривается совместно.

14.1. Стратиграфическая шкала расчленения мезозоя

Рассмотрим стратиграфическую шкалу расчленения мезозоя (рис. 14.1, 14.2).

Шкала имеет тройное расчленение мезозойской эры на три периода:

- триасовый;
- юрский;
- меловой.

Каждый из этих периодов делится на несколько отделов, которые в свою очередь делятся на ярусы.

Общая стратиграфическая шкала мезозоя (региональная) соответствует международной стратиграфической шкале.

Мезозойская эра начинается с крупнейшего Великого массового вымирания (пермо-триасового), а заканчивается мел-палеогеновым вымиранием на рубеже мезозоя и кайнозоя.

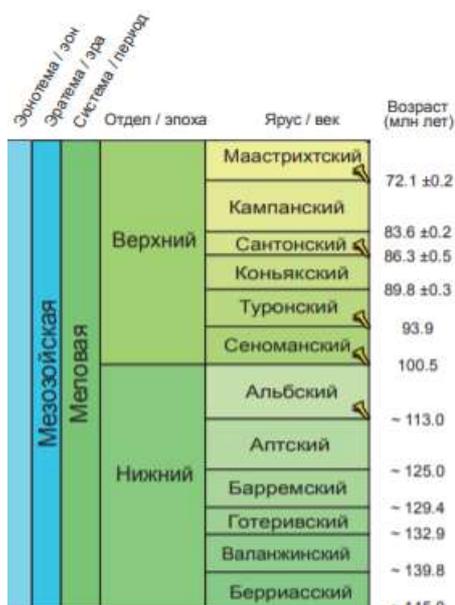


Рис. 14.1. Международная стратиграфическая шкала, 2016

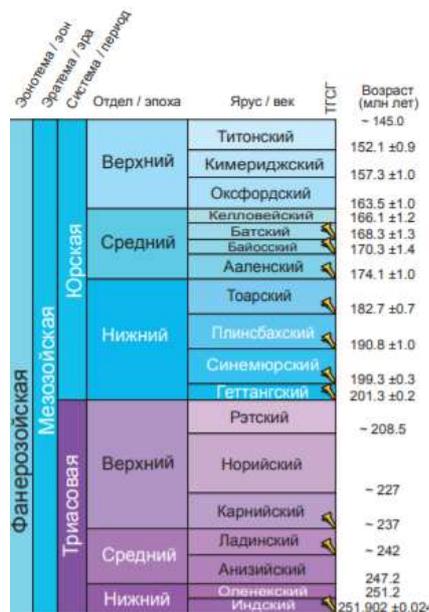


Рис. 14.2. Международная стратиграфическая шкала, 2016

ЭРАТЕМА (ЭРА)	СИСТЕМА (ПЕРИОД)	ОТДЕЛ (ЭПОХА) (ДЛЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ – РАЗДЕЛ)	ЯРУС (ВЕК)		ИНДЕКС ЯРУСА	КОЛИЧЕСТВО СОДЕРЖАНИЕ		
			ДРЕВНЕИСТОРИЧЕСКИЙ	СОВРЕМЕННЫЙ				
М Е З О З О Й С К А Я Э Р А	65 МЕЛОВАЯ К (МЕЛОВОЙ) 79,0 д'Омалиус д'Алуа, 1822 г.	ВЕРХНИЙ K ₂ (ПОЗДНЯЯ) 32,5	МААСТРИХТСКИЙ	7,5	Маастрихт, Голландия	K _{2m}	дв	
			КАМΠΑНСКИЙ	11	Навлонд – древнеримское назв. местнос- ти Шампань, Франция	K _{2kt}	дв	
			САНТОНСКИЙ	3	Сактония – древнеримское назв. провинции Сактония, Франция	K _{2st}	дв	
			КОНЬЯНСКИЙ	2	Коньяк, Франция	K _{2k}	дв	
			ТУРОНСКИЙ	2,5	Турония – древнеримское назв. провинции Турень, Франция	K _{2t}	дв	
			СЕНОМАНСКИЙ	8,5	Сеноманум – древнеримское назв. Ле-Ман, Франция	K _{2s}	тр	
	144 ЮРСКАЯ J (ЮРСКИЙ) 69,0 А Броньяр, 1829 г.	НИЖНИЙ K ₁ (РАННЯЯ) 48,5	АЛЬБСКИЙ	15,5	р.Альб – древнеримское назв. р.Об, Франция	K _{1al}	тр	
			АПТСКИЙ	6	Апп, Франция	K _{1a}	тр	
			БАРРЕМСКИЙ	6	вер.Баррем, Франция	K _{1br}	дв	
			ГОТЕРИВСКИЙ	8	вер. Готерва (Отрва), Швейцария	K _{1g}	дв	
			ВАЛАНЖИНСКИЙ	7	замок Валанжик, Швейцария	K _{1v}	дв	
			БЕРРИАССКИЙ	4	вер.Берриас, Франция	K _{1b}	дв	
	183 ЮРСКАЯ J (ЮРСКИЙ) 69,0 А Броньяр, 1829 г.	ВЕРХНИЙ J ₃ (ПОЗДНЯЯ) 19,0 А.Опел, 1856	ТИТОНСКИЙ	6	Титон – мифологический персонаж	J _{3tl}	тр	
			НИМЕРИДСКИЙ	6	Нимеридж, Англия	J _{3nt}	дв	
			ОНСФОРДСКИЙ	7	Оксфорд, Англия	J _{3o}	тр	
			СРЕДНИЙ J ₂ (СРЕДНЯЯ) 25,0 А.Опел, 1856	НЕЛЛОВЕЙСКИЙ	6	сел. Нелловей, Англия	J _{2k}	тр
				БАТСКИЙ	6	Бат, Англия	J _{2bt}	тр
				БАЙОССКИЙ	6	Байё, Франция	J _{2b}	дв
НИЖНИЙ J ₁ (РАННЯЯ) 25,0 Орбинья, 1850	ААЛЕНСКИЙ	7	Аален, Германия	J _{1a}	дв			
	ТОАРСКИЙ	6	Тоар – древнеримское назв. Тур, Франция	J _{1t}	дв			
	ПЛИНСБАХСКИЙ	6	Плинсбах, Германия	J _{1p}	дв			
213 ТРИАСОВАЯ Т (ТРИАСОВЫЙ) 35,0 Ф.Альберти, 1834 г.	ВЕРХНИЙ T ₃ (ПОЗДНЯЯ) 18,0	СИНЕМУРСКИЙ	6	Синемурум – древнеримское назв.Семюр, Франция	J _{1s}	дв		
		ГЕТТАНСКИЙ	7	Геттанж, Франция	J _{1g}	дв		
		СРЕДНИЙ T ₂ (СРЕДНЯЯ) 12,0	РЕТСКИЙ	6	Ретийские Альпы (Италия, Швейцария, Австрия)	T _{2r}	–	
			НОРИЙСКИЙ	6	Наранум – древнеримская провинция, Австрия	T _{2n}	тр	
			НАРНИЙСКИЙ	6	Нарнийские Альпы (Австрия,Италия)	T _{2k}	дв	
		НИЖНИЙ T ₁ (РАННЯЯ) 5,0	ЛАДИНСКИЙ	7	ладины – тирольская народность р.Анцус – древнеримское назв. р.Енисс, Клуславия	T _{1l}	дв	
АНИЗИЙСКИЙ	5		р.Анцус – древнеримское назв. р.Енисс, р.Анцус	T _{1a}	тр			
ТАТАРСКИЙ	5		Татарский – народность, Россия Казань, Татарстан (Волга)	T _{1t}	дв			
248	ВЕРХНИЙ D	40,0						

14.3. Общая стратиграфическая шкала, 2019

Мезозойская эра

Мезозой (греч. mesas – средний, промежуточный; zoe – жизнь) – эра «средней» жизни (Дж. Филлипе, 1841). 252-66 млн лет, продолжительность 186 млн лет.

Триасовая система (от греч. trios – троюца (Ф. Альберти, 1834)) – отложения описаны Ж. д'Амалиус д' Алуа в 1831 г. Многочисленные разрезы триаса достаточно схожи и в них выделяются три характерных породы:

- пестрый песчаник,
- раковинный известняк,
- радужные мергели.

Отложения описаны на севере Европы (Германия). Такой тип отложений характеризует постепенное нарастание трансгрессии – в завершении крупнейшей геократической эпохи и начала развития бассейнов нового типа. Стратотипы находятся в Австрийских Альпах, на СВ России.

Юрская система (от Юрских гор в Швейцарии и Франции; А. Гумбольдт, 1822 г.). Стратотипы находятся в Англии, Франции. Три отдела:

- Лейас (черная юра);
- Доггер (бурая юра);
- Мальм (белая юра) .

Толщи значительно отличаются друг от друга по своей окраске.

Меловая система (от лат. *creta* – белый пясчий мел; Ж. д'Амалиус д'Алуа, 1822 г.) – Англо-Парижский бассейн. Стратотипы находятся во Франции, Швейцарии, Нидерландах и США и разделяются на два отдела



Рис. 14.4. Ж. д'Амалиус д'Алуа



Рис. 14.5. John Phillips (25.12.1800-24.04.1874)

14.2. Стратиграфическая шкала расчленения кайнозоя

На рисунке 14.6 показана международная стратиграфическая шкала кайнозоя.

Кайнозойская эра начинается с Великого массового вымирания (рубеж мел/палеоген).



14.6. Международная стратиграфическая шкала, 2016

Кайнозойская эра делится на три периода:

- Палеогеновый;
- Неогеновый;
- Четвертичный.

Отделы систем кайнозоя имеют имена собственные.

Палеогеновая система делится на:

- Палеоцен;
- Эоцен;
- Оligоцен.

Неогеновая система делится на:

- Миоцен;
- Плиоцен.

Четвертичная система делится на:

- Эоплейстоцен;
- Плейстоцен;
- Голоцен.

Не все деление на ярусы совпадает с международной стратиграфической шкалой. Общепринятого деления на ярусы до сих пор не существует.

ЭРА (ЭРА)	СИСТЕМА (ПЕРИОД)	ОТДЕЛ (ЭПОХА) (ДЛЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ – РАЗДЕЛ)	ЯРУС (ВЕК)	ИНДЕКС ЯРУСА	КОЛИЧЕСТВО ПОДЯРУСОВ	
КАЙНО- ЗОЙСКАЯ	ЧЕТВЕРТИЧНАЯ Q (АНТРОПОГЕНОВЫЙ) Денуайе, 1829 г. 1,6	ГОЛОЦЕН				
		ПЛЕЙСТОЦЕН				
КАЙНОЗОЙСКАЯ 65 KZ	НЕОГЕНОВАЯ N (НЕОГЕНОВЫЙ) Хорис, 1853 г. (бывш. верхний отдел третичной системы) 23,0 24,6	ПЛИОЦЕН N ₂ 3,5 5,1 Ч.Лейбл, 1833	Общепринятых ярусов нет			
		МИОЦЕН N ₁ 19,5 Ч.Лейбл, 1833				
	ПАЛЕОГЕНОВАЯ P (ПАЛЕОГЕНОВЫЙ) 40,4 Н.Науманн, 1866 г. (бывш. нижний отдел третичной системы) 65	ОЛИГОЦЕН P ₃ 13,4 38,0 Бейрих, 1854	ХАТТСКИЙ рюпельский	хатты – древнее племя, Германия р.Рюпель, Бельгия	P _{3h} P _{3r}	– –
		ЭОЦЕН P ₂ 16,9 54,9 Ч.Лейбл, 1833	ПРИБОНСКИЙ БАРТОНСКИЙ ЛЮТЭСКИЙ ИПРСКИЙ	Прибона, Италия утесы Бартон, Англия Лютеция – древнеримское назв. Париза Ипр, Бельгия	P _{2p} P _{2b} P _{2l} P _{2i}	– – – –
		ПАЛЕОЦЕН P ₁ 10,1 Шиммер, 1874	ТАНЕТСКИЙ МОНСКИЙ ДАТСКИЙ	п-ов Танет, Англия Монс, Бельгия Дания	P _{1t} P _{1m} P _{1d}	– – –

14.7. Общая стратиграфическая шкала, 2019

Кайнозой (греч. *kaínos* – новый; *zōn* – жизнь) – эра «новой» жизни. Выделение эры принято решением II сессии Международного геологического конгресса в 1881 г.

Период длится: 66 млн лет – ныне.

Системы:

Палеогеновая система (от греч. *palaios* – древний; *genos* – происхождение (К. Науманн, 1866)). Делится на три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен.

Общепринятого ярусного деления нет. В Европе – это региональные шкалы Парижского, Бельгийского и Лондонского бассейнов; в России – Крыма.

Неогеновая система (от греч. *neos* – новый; *genos* – происхождение (М. Гёрнес, 1853)). Стратотипы Франция, Дания, Бельгия. Единой ярусной шкалы не существует. В России чаще всего используют шкалу Черноморского и Каспийского бассейнов.



Рис. 14.8. Carl Friedrich Naumann
(1797-1873)



Рис. 14.9. Moritz Hömes (1815-1868)

Четвертичная (антропогенная) система (от «четвертичный» – четвертая группа отложений после первичных, вторичных и третичных (Дж. Ардуино, 1760; Ж. Денуайе, 1825-1829)).

Антропоген (почти синоним): греч. *anthropos* – человек; *genos* – происхождение (А.П. Павлов, 1914). Стратотипы отсутствуют. Подходы к разделению:

- палеонтологический,
- археологический,
- климатостратиграфический.

Система делится на два отдела. Используются региональные шкалы.
Длительность периода: 2,588 млн лет – ныне.



Рис. 14.10. Giovanni Arduino
(1714 – 1795)



Рис. 14.11. Алексей Петрович Павлов (1854 –
1929)

Отложения делятся на ряд отделов: четвертичная система включает два отдела: плейстоцен и голоцен. Дальше идет более дробное деление, которое отличается от деления в общей (российской) стратиграфической шкале.

Из-за отсутствия стратотипов четвертичной системы для датирования, расчленения и сопоставления отложений в разных регионах используются свои региональные местные шкалы.

Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы (МСГП, 2009)				Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы (МСК, 2008, 2012, с дополнениями)					
Система	Отдел (серия)	Подотдел (подсерия)	Ярус	Система	Направление (отдел)	Раздел (подотдел)	Подраздел	Звено	Ступень
Четвертичная	Голоцен		Голоценовый *	Четвертичная	Голоцен				
		Верхний	Тарантекий			Плейстоцен	Неоплейстоцен		Верхнее
	3								
	2								
	Средний	Ионический	Среднее		6				
					5				
					4				
					3				
					2				
					1				
Нижний				Калабрийский *	Нижнее				
	7								
	6								
	5								
	4								
	3								
	2								
	1								
	Гелазский *		Эоплейстоцен E	Верхний E2	Верхнее				
		Нижний E1	Нижнее						
Неогеновая система				Неогеновая система					

14.12. Международная стратиграфическая шкала

В плейстоцене выделяют еще три деления:

- Гелазский ярус;
- Эоплейстоцен;
- Неоплейстоцен.

Раньше граница четвертичного отдела проводилась выше гелазского яруса.

Мезо-кайнозойские фазы складчатости, тектоно-магматические эпохи

Выделение тектоно-магматических эпох – две четкие стадии развития Земной коры:

- 1) Киммерийский этап;
- 2) Альпийский этап.

Название киммерийского этапа происходит от области Киммерия (современный юг европейской части России). В этих районах выделяются несколько фаз мезозойской складчатости, которые происходили на протяжении конца триаса/юры.

В курсе выделяются четыре наиболее широко проявленные фазы складчатости (рис. 14.13):

- Индосинийская;
- Невадийская;
- Верхоянская;
- Ларамийская.

Название *Индосинийской* фазы складчатости произошло от полуострова Индокитай.

Название *Невадийской* фазы складчатости произошло от штата Невада (США).

Верхоянская фаза складчатости получила свое название по наименованию Верхоянского хребта в пределах Верхояно-Чукотской складчатой области на северо-востоке России.

Ларамийская складчатость названа по наименованию хребта Ларамии в пределах Кордильерских гор.

Эон	Эра	Период	Эпоха	Время, млн. лет	Тект. этап
Фанерозойский РН	Кайнозойская CZ	Четвертичный Q	Голоцен	0,95±0,05	Альпийский
			Плейстоцен	1,75±0,05	
		Неогеновый N	Плиоцен	5,3±0,15	
			Миоцен	23,5±1	
		Палеогеновый P	Олигоцен	33,7±0,5	
			Эоцен	53±1	
			Палеоцен	65±0,5	
			Поздняя	96±2	
	Мезозойская MZ	Меловой K	Верхоянская	135±5	Киммерийский (мезозойский)
			Невадийская	154±5	
		Юрский J	Средняя	175±3	
			Ранняя	203±3	
		Триасовый T	Поздняя	230±6	
			Ранняя	240±5	
		Индосинийская	250±3		

14.13. Геохронологическая шкала мезозоя и кайнозоя

Киммерийский этап развития в кайнозое сменяется Альпийским этапом. Здесь повсеместно в различных частях Земли формируются складчатости. Для краткости обозначают только Альпийскую складчатость.

Территории, которые испытали Альпийскую складчатость, до сих пор находятся на орогенном этапе развития.

14.3. Мезозойский этап развития Земли

Основные структурные элементы земной коры в мезозое:

- Действующие подвижные пояса:
 - Средиземноморский,
 - Тихоокеанский.
- Молодые океаны.
- Палеоокеаны:
 - Палеотетис,
 - Тетис,
 - Тихий океан.
- Континенты (древние платформы + байкалиды + каледониды + герциниды):
 Пангея, вскоре снова разделенная на Лавразию и Гондвану.

К концу палеозоя – началу триаса на Земле существует обширный континент – Пангея. Он формируется в результате герцинского орогенеза при соединении всех крупных континентальных массивов (Гондваны – в южном полушарии, Лавразии – в северном полушарии). Пангея со всех сторон окружена активными окраинами со стороны океана Панталасса. Внутри континентальной массы существуют закрывающийся океанический бассейн Палеотетис. В этот момент начинает раскрываться молодой океан – Тетис.

В конце триаса океанический бассейн начинает раскрываться и разделять мегаконтиненты Гондвану (на юге) и Лавразию (на севере).

В середине юрского периода начинается формирование современных океанических бассейнов: Атлантика, Индийский океан и Северно-Ледовитый океан. С этого момента начинается распад всех мегаконтинентов. Сначала распадается Гондвана на современные южные континентальные массивы, а позже (в конце мелового периода) начинается распад и Лавразии (на Северную Америку и Евразию).

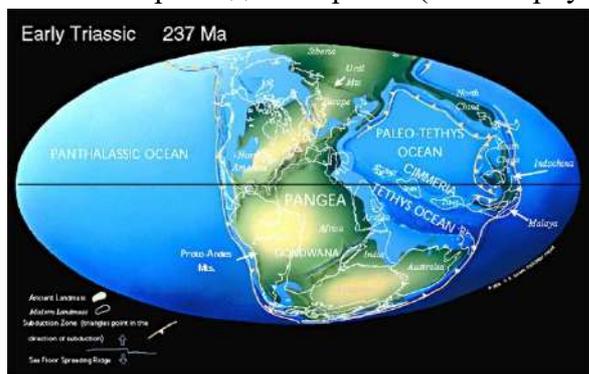


Рис. 14.14. Палеотектоническая реконструкция Земли для триасового периода

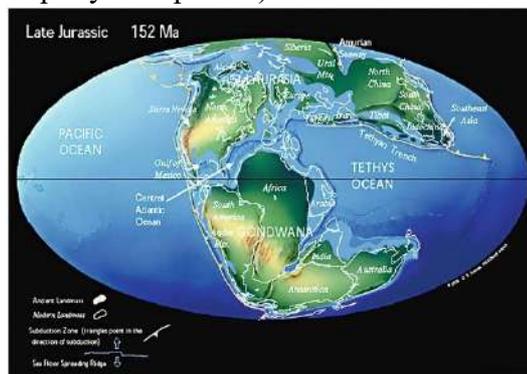
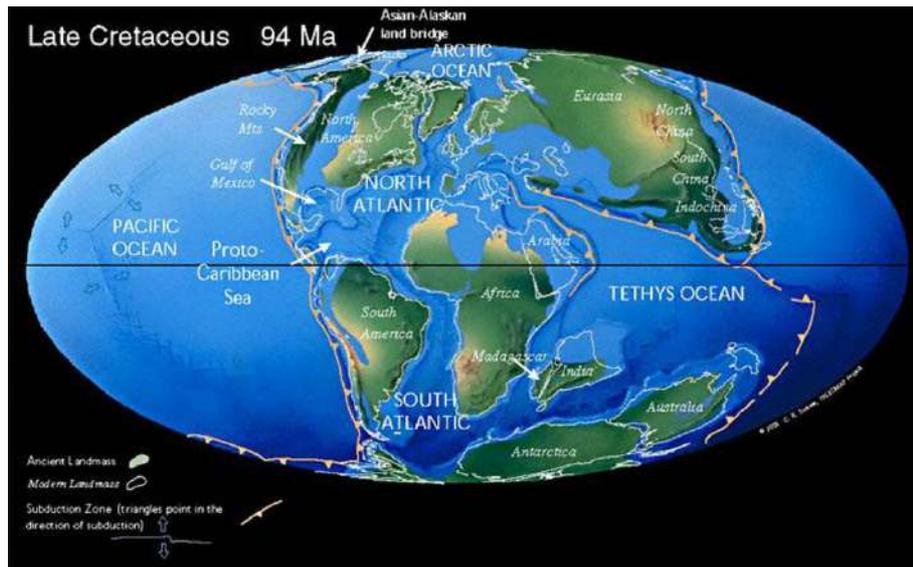


Рис. 14.15. Палеотектоническая реконструкция Земли для юрского периода



14.16. Палеотектоническая реконструкция Земли для мелового периода

14.4. Кайнозойский этап развития Земли

Основные структурные элементы земной коры в кайнозое:

- Палеоокеан: Тетис.
- Молодые океаны: Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый.
- Континенты: Лавразия; южные континенты: Южная Америка, Африка, Индостан, Австралия, Антарктида.

В кайнозое продолжают развиваться и раскрываться все современные океанические бассейны. Из континентов достаточно долго продолжает существовать Лавразия. В эоцене начинается прорастание северной ветви Срединно-Атлантического хребта, постепенно распадается Лавразия.

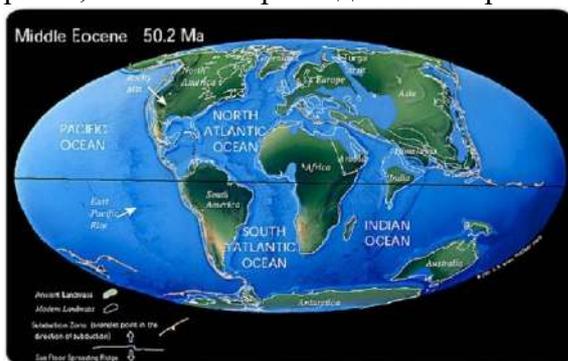


Рис. 14.17. Палеотектоническая реконструкция Земли для палеогенового периода

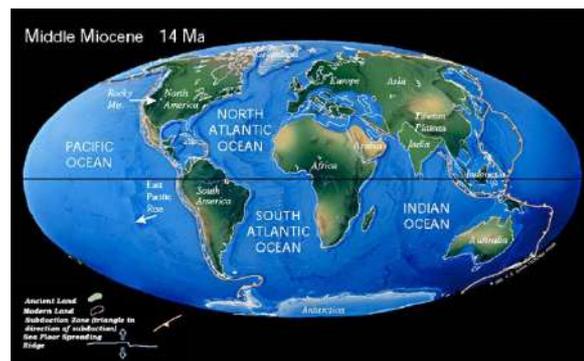
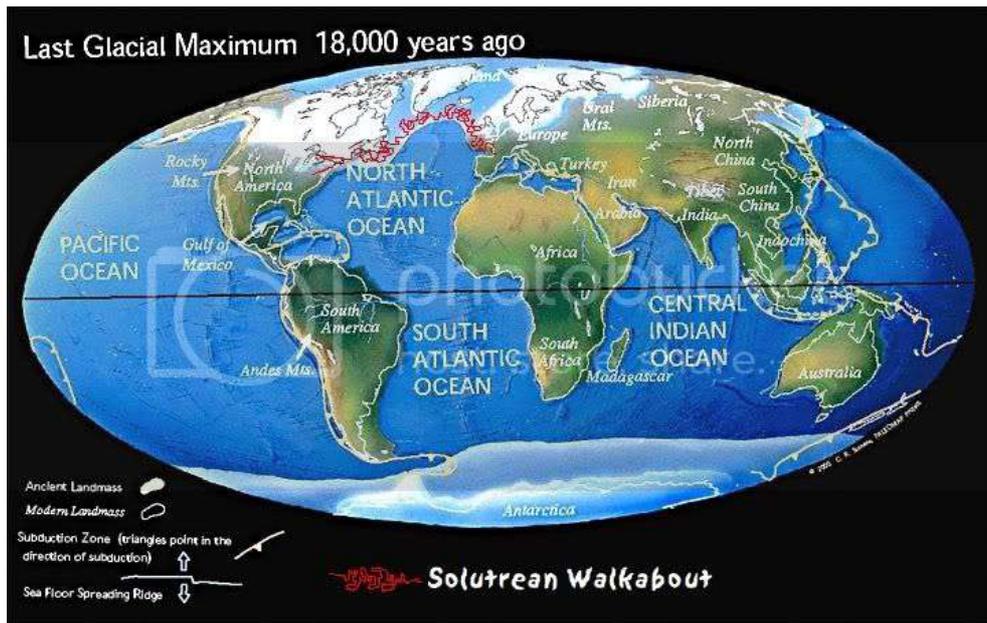


Рис. 14.18. Палеотектоническая реконструкция Земли для неогенового периода



14.19. Палеотектоническая реконструкция Земли для четвертичного периода

14.5. Развитие некоторых мезо-кайнозойских структур

Рассмотрим развитие некоторых структур.

Развитие структур Восточно-Азиатского пояса

Южно-Аннуйский палеоокеан

Южно-Аннуйский палеоокеан существовал как залив Палеоокеана (рис. 14.20). На карте – это структуры темно-зеленого цвета, граничащие с Сибирской платформой. Красной пунктирной линией показана сутура. На этом месте в настоящее время находят комплексы тектонических меланжей с офиолитами.

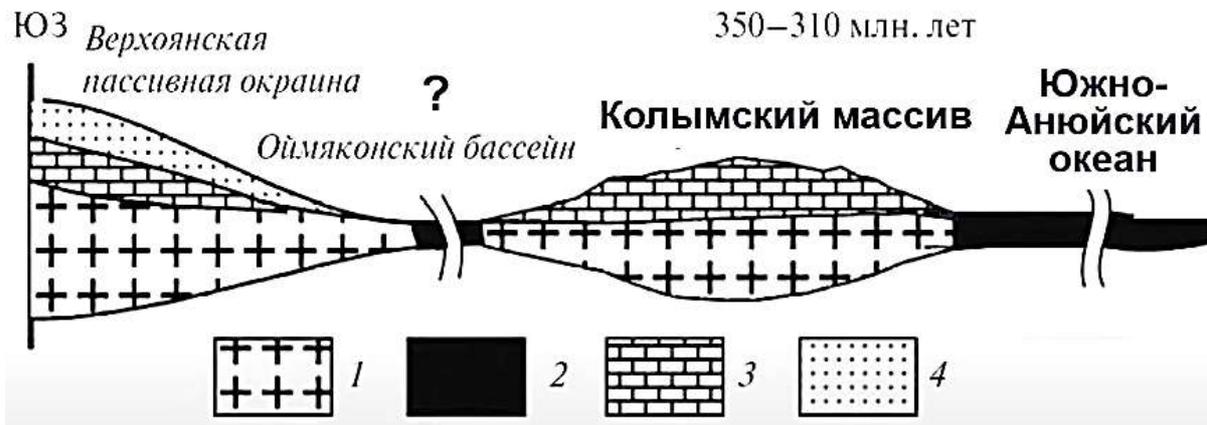


14.20. Тектоническая карта сегмента Восточно-Азиатского пояса

Океанический бассейн развивался как межконтинентальный бассейн, поскольку, с одной стороны, он граничил с окраиной Сибирской древней платформы. Большая часть этой складчатой системы представляла собой пассивную окраину этой платформы. С другой (северной) стороны он представлял собой пассивную окраину Гиперборейской платформы.

Комплекс активных окраин существовал со стороны Центральной осевой части океанического бассейна.

Вместе с межконтинентальным бассейном развивалась активная окраина Палеоазиатки.



14.21. Палеогеодинамический профиль C_{1-2} (Соколов, 2010): 1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора, офиолиты; 3 – карбонатно – терригенный; 4 – терригенный

История развития в мезозое:

$C_2-J(K_1)$ – пассивные окраины с накоплением песчано-глинистых флишеидных толщ (Верхоянская и Чукотская обл.).

середина K – столкновение островной дуги с континентом (Верхоянская складчатость). Формирование межгорных впадин, Предверхоянского краевого прогиба (К).

C_2-K_1 – активная окраина с накоплением мощных морских терригенно-кремнистых и вулканогенных толщ с олистостромами (Сихотэ-Алинь).

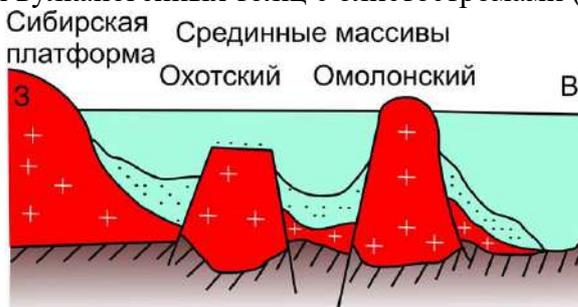


Рис. 14.22. Развитие структур Восточно-Азиатского пояса ($C_2-J(K_1)$)



Рис. 14.23. Развитие структур Восточно-Азиатского пояса (K_2)



14.24. Развитие структур Восточно-Азиатского пояса в $C_2-J(K_1)$

Развитие Верхояно-Чукотской складчатой области

В финале развития Южно-Анжуйского бассейна в конце юрского периода наблюдается повсеместное развитие островодужных обстановок (рис. 14.25, 14.26).



14.25. Модель М.И.Гедько, Л.П. Зоненшайна, М.И.Кузьмина, Л.М.Натапова и др.: 1 – древняя континентальная кора; 2 – аккреционная кора Колымо-Омолонского микроконтинента; 3 – океаническая литосфера; 4 – вулканическая дуга; 5 – терригенные отложения



14.26. 1 – кора Чукотского микроконтинента; 2 – аккреционная кора Верхоянской области и массивов; 3 – океаническая литосфера; 4 – окраинно-континентальный вулканический пояс; 5 – энсиматическая дуга; 6 – аккреционная призма

Рассмотрим палеотектоническую реконструкцию Верхояно-Чукотской складчатой области, по которой становится понятным процесс соединения бассейнов.

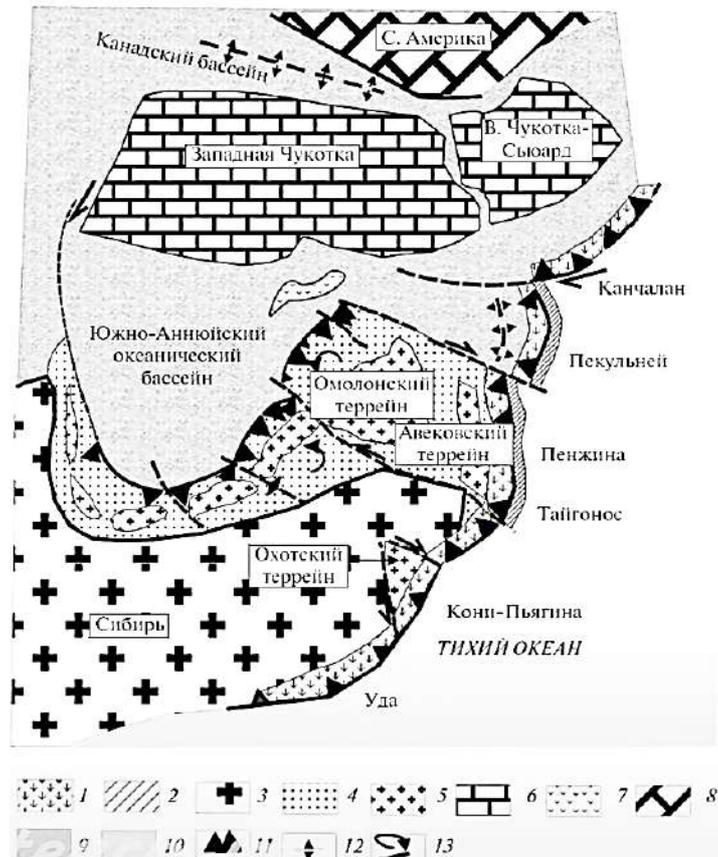
Крупными крестами показана Сибирская платформа и ее пассивная окраина. Ее край, соединенный с Южно-Аньюским океаном, сильно раздроблен. Это событие приходится на середину-конец девонского периода. Впоследствии в позднем палеозое окраина испытывала мощное погружение в пассивную окраину Южно-Аньюского океана.

Океаническая кора Тихого океана показана светло-серым цветом.

Океаны существовали одновременно: параллельно развивались Южно-Аньюский океан и активные окраины Тихого океана.

Палеотектоническая реконструкция J_3-K_1 (Соколов, 2010, с изменениями)
Островная дуга – условные обозначения к карте (рис. 14.27)

- 1 – вулканическая дуга
- 2 – аккреционная призма
- Северо-Азиатская плита:
- 3 – Сибирская платформа,
- 4 – Верхояниды,
- 5 – микро- континенты
- 6 – Гиперборея
- 7 – Святопосская островная дуга
- 8 – Северо-Американская плита
- 9 – Арктический бассейн
- 10 – Мезопацифика
- 11 – зона субдукции
- 12 – зона спрединга
- 13 – стрелки – направление движений



14.27. Развитие Верхояно-Чукотского пояса

Развитие структур Восточно-Азиатского сегмента Тихоокеанского пояса

Выделим особенности развития Верхояно-Чукотской области и Сихотэ-Алинь: конец *MZ* – формируется Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Pg – преобладание денудации. Излияния покровных лав базальтоидов в Охотско-Чукотском вулканическом поясе.

N – эпиплатформенный орогенез и возникновение суши Берингия

Наст. время – развитие в режиме подвижного пояса, активной окраины. Контрастность рельефа, андезитово-базальтовый магматизм, локальные процессы складчатости преимущественно в N_2 .

Развитие структур Кордильерского пояса (Северная Америка)

История развития:

поздн. PZ-J – продолжение развития пассивной (Скалистые горы, мелководноморские, временами континентальные песчано-глинистые и карбонатные) и активной (неваиды, морские терригенные кремнистые и вулканогенные толщи) окраин.

J/K – столкновение островных дуг между собой и с краем континента (невадийский орогенез). Внедрение огромных гранитных батолитов.

K – орогенный этап развития: межгорные впадины, краевой прогиб (Скалистые горы).

конец К – ларамийская фаза Мз складчатости в краевом прогибе. В зоне Береговых хребтов продолжает существовать активная окраина.

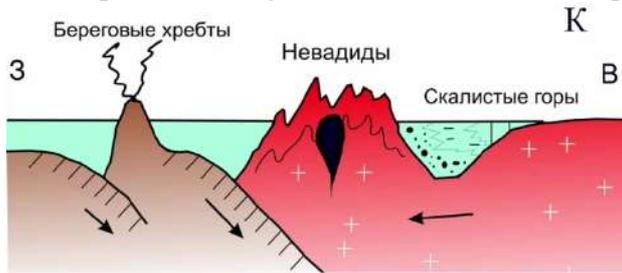


Рис. 14.28. Развитие структур Кордильерского пояса в меловом периоде

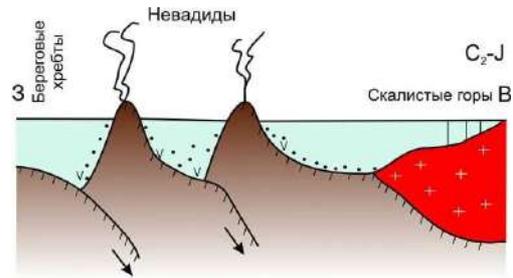
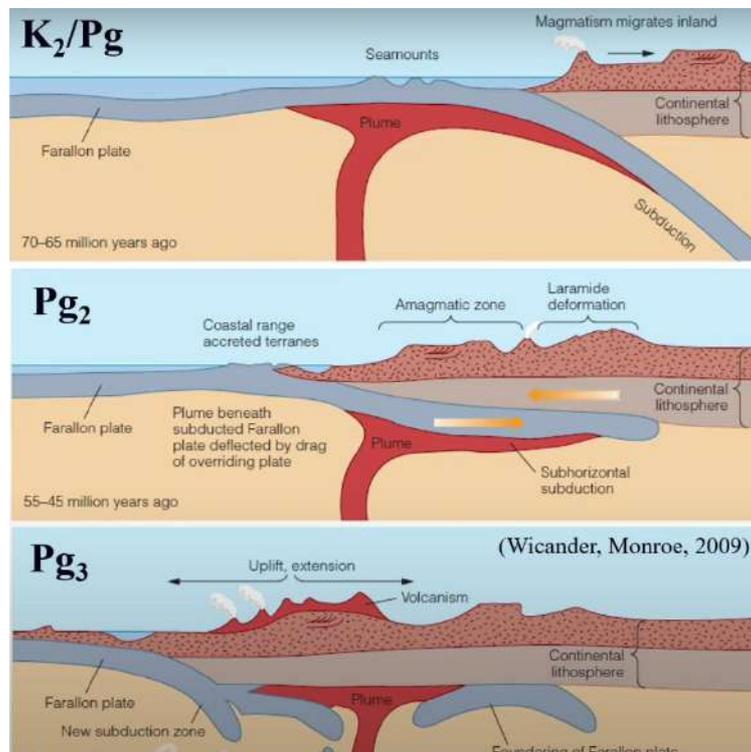


Рис. 14.29. Развитие структур Кордильерского пояса в С₂-Ж

Развитие этой области в кайнозойское время характеризуется эволюцией активной окраины. По данным анализа вулканических пород наблюдается тот факт, что в поздне меловое время происходило проявление не только процессов субдукции (погружение океанической плиты под окраину Северо-Американской континентальной плиты), но и плюмовый магматизм, который в середине палеогена при изменении угла зоны субдукции (до практически горизонтального), достигает такой активности, что погружающаяся океаническая плита распадается на ряд ее остатков. Субдукция под край континента продолжается, а плюм застревает под краем Северо-Американской платформы и дает в конце палеогена-неогене-четвертичном времени вспышку вулканизма.



14.30. Развитие структур Кордильерского пояса в кайнозое

Плюмовый вулканизм продолжает проявляться в виде Йеллоустонского супервулкана, извержения которого предсказывают почти каждый год.

Развитие структур Андийского пояса (Южная Америка)

История развития:

с *PZ* – постоянно действующая зона субдукции, над которой развит окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс. В прогибах - накопление фациально изменчивых мелководно-морских и континентальных терригенных отложений, активный андезитовый вулканизм.

K/Pg – ларамийская фаза *Mz* складчатости, наземный андезито-базальтовый вулканизм, внедрение огромных гранитных батолитов.



14.31. Развитие структур Андийского пояса. Составил Р.Р. Габдуллин по материалам Панова Д.И.

Развитие структур Тихоокеанского пояса в кайнозое

История развития Кордильерского пояса:

KZ – только Калифорнийская область развивается в режиме подвижного пояса. По типу аккреции в *N* присоединились Береговые хребты и отроги Каскадных гор (альпийская фаза складчатости).

Настоящее время – орогенная стадия, формирование современного рельефа.

История развития Андийского пояса:

KZ – развитие в режиме подвижного пояса.

Pg₂ – краевые прогибы и межгорные впадины с молассами до 3 км. Вертикальные глыбовые подвижки и грабенообразные прогибы. Орогенез продолжается.

Особенности развития окраинно-континентальных поясов Тихого океана:

1) Тесная связь развития в *MZ* с *PZ* в условиях непрерывно развивающихся активных окраин.

2) Почти исключительно терригенное осадконакопление и активное проявление островодужного андезитового вулканизма.

3) Решающая роль различных фаз MZ складчатости в становлении складчатых областей.

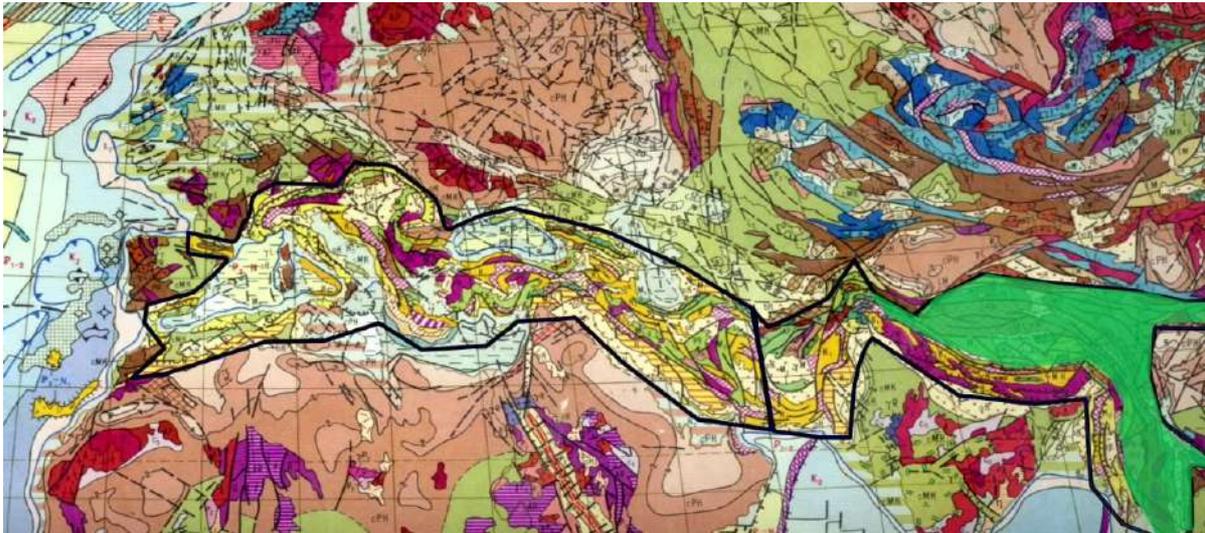
4) Асимметрия активных поясов: последовательное смещение активных окраин, зон складчатости от континента в сторону океана. Формирование аккреционных складчатых поясов.

Развитие структур Средиземноморского пояса

В строении Средиземноморского пояса выделяют:

Юго-Восточный сегмент (Тибетско-Индокитайский) (PZ-T) – Памир, Тибет, п-ова Индокитай и Малакка. Развитие PZ-T

Западный сегмент (T-N) – юг Европы, северо-запад Африки и Малая Азия.



14.32. Развитие структур Средиземноморского пояса. Фрагмент Тектонической карты мира, 1985

Юго-Восточный сегмент (Тибетско-Индокитайская область)

История развития:

T – завершение PZ развития Палеотетиса (залив Панталассы). Выделяют:

- Пассивную окраину (южная) с накоплением карбонатных, кремнисто-сланцевых и песчаных толщ
- Активную окраину (северная) с накоплением терригенных и вулканогенных (андезиты) толщ

T/J – индосинийская фаза MZ складчатости

J-K₁ – орогенный этап, межгорные впадины с красноцветной молассой (K₁)

K₂ – стабилизация, квазиplatformный режим (морские трансгрессии, толщи рудистовых известняков).

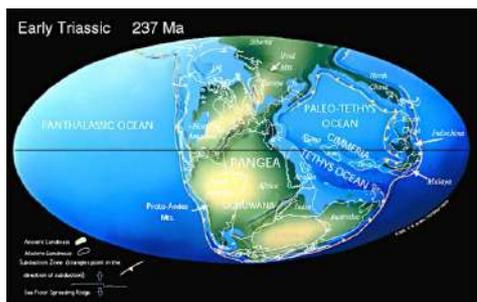


Рис. 14.33. Палеотектоническая карта Земли в раннем триасе

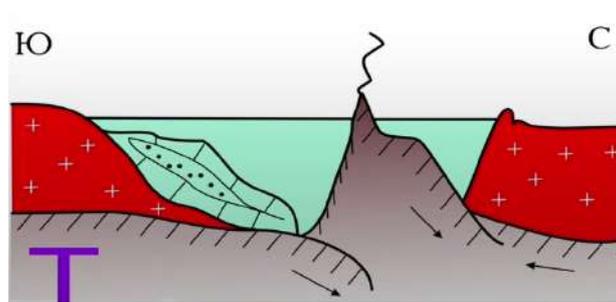
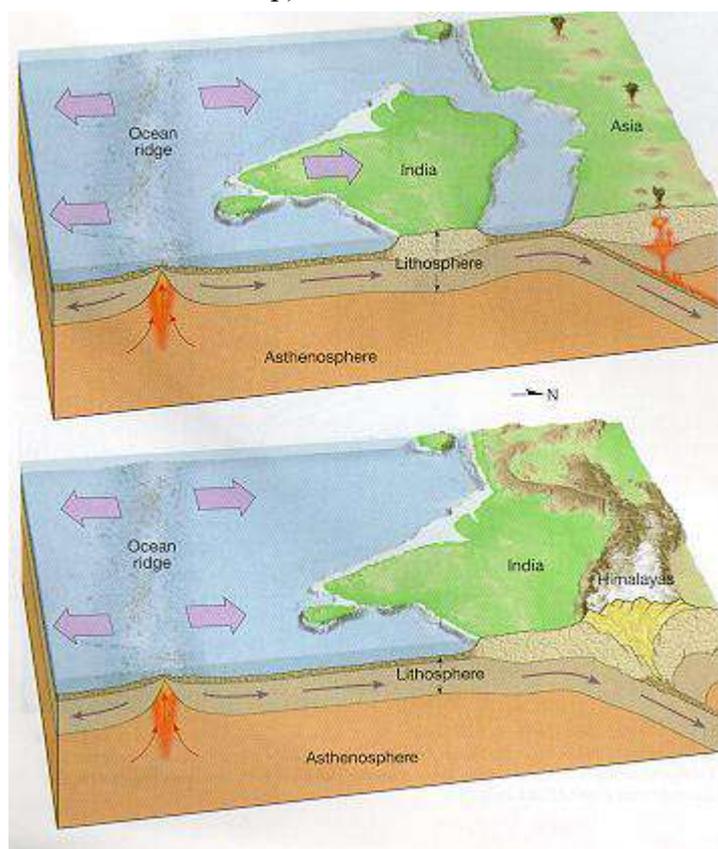


Рис. 14.34. Развитие Юго-Восточного сегмента (Тибетско-Индокитайской области) в раннем триасе

Развитие структур Юго-Восточного сегмента Средиземноморского пояса в КЗ:
В конце P_{g2} – дрейф Индостана на север приводит к альпийской складчатости. Интенсивное образование тектонических покровов на Памире, в Гималаях.

P_{g3}-N-Q – орогенный этап развития.

N-Q – новые фазы складчатости в краевых прогибах (продолжение движения Африки-Аравии и Индостана на север).



14.33. Развитие структур Юго-Восточного сегмента Средиземноморского пояса в кайнозое

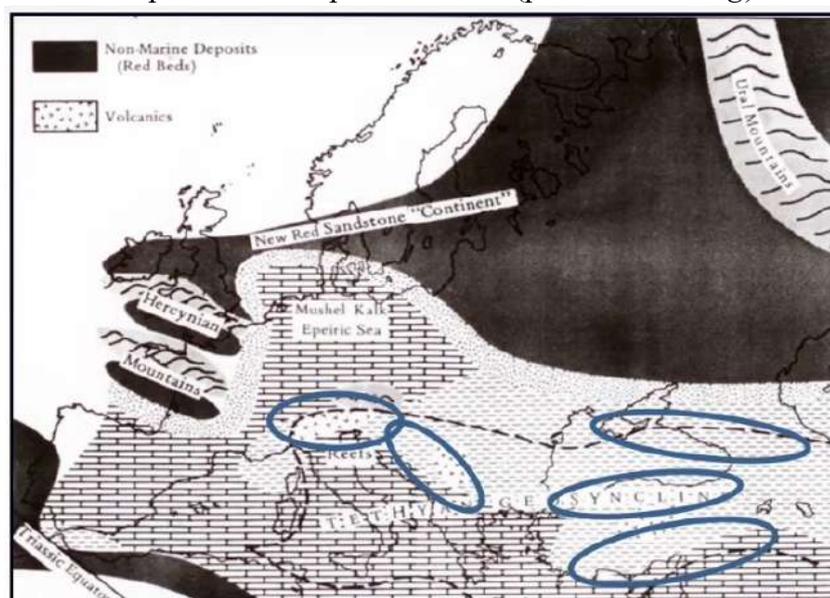
Западный сегмент (юг Европы, северо-запад Африки, Малая Азия)

Развитие Западного сегмента:

T – образование мелководно-морского бассейна на континентальной коре Пангеи, разделившего континенты Лавразия и Гондвана лишь географически. Накопление известняков, местами встречаются лагунные гипсы, доломиты, песчаники.

Заложение эпиконтинентальных прогибов на месте Альп, Динарид, Тавра, Крымско- Кавказской области, Малого Кавказа, Понтид.

J – возрождение Средиземноморского пояса (развитие *MZ-Pg*).



14.34. Палеогеографическая реконструкция Европы для T_2 времени (по Wills, 1951; Brinkmann, 1960, с упрощениями)



14.35. Развитие западного сегмента (юг Европы, северо-запад Африки, Малая Азия)

начало J_2 – первые фазы сокращения Тетиса. Северная окраина становится активной – вулканоплутонический пояс (островодужные ассоциации с граувакками, флишем, излияниями лав). Сжатие и складчатость в прогибе Большого Кавказа

середина K (K_1/K_2) – островодужная стадия - новая фаза сокращения уже по всей ширине Тетиса. Все северные окраины активные, на южных окраинах всех микроконтинентов – вулканоплутонические пояса.

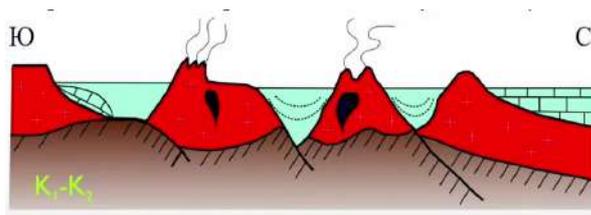


Рис. 14.36. Развитие западного сегмента в мезозое

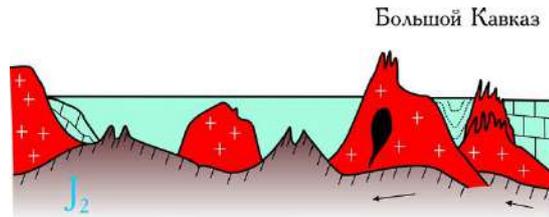


Рис. 14.37. Развитие западного сегмента в мезозое

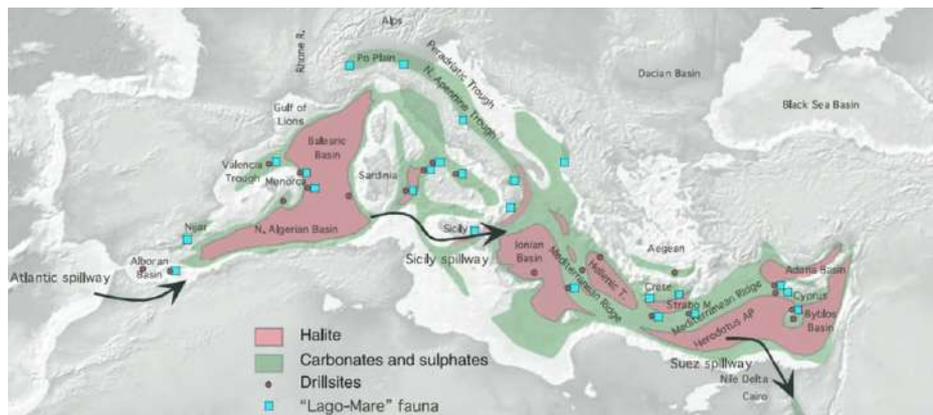
Развитие структур Западного сегмента Средиземноморского пояса в KZ

В конце P_{g2} – дрейф Африки-Аравии на север приводит к альпийской складчатости, образованию тектонических покровов в Альпах-Аппенинах.

P_{g3}-N-Q – орогенный этап развития. Возникновение впадин внутренних морей с корой субокеанического типа (Средиземное, Черное, е, Каспийское) – Паратетис.

N-Q – складчатость в краевых прогибах.

«Мессинский кризис» произошел в конце N₁ в Средиземном море накопилось более 2 км солей, около 10% солей Мирового океана.



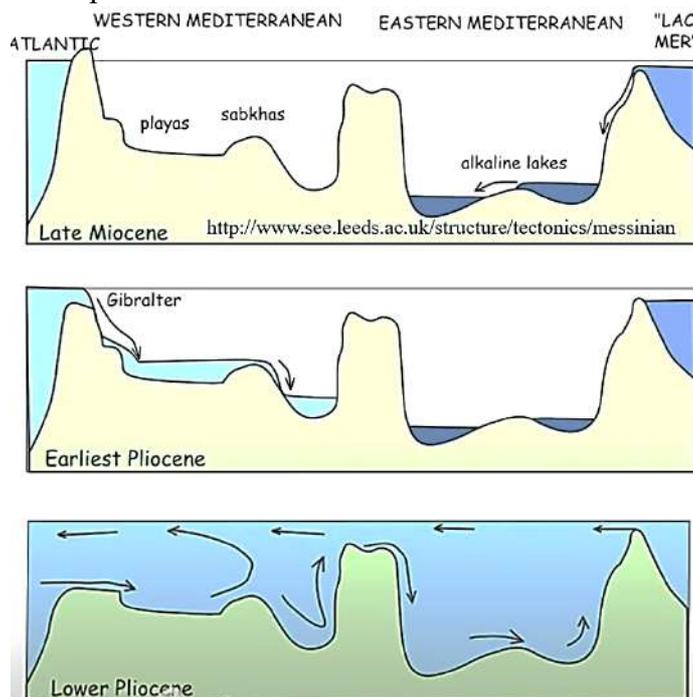
14.38. «Мессинский кризис»



14.39. «Мессинский кризис»

Последовательность событий «Мессинского кризиса» (Мессинский век (6.3-5.3 млн лет назад):

- Закрытие пролива между Средиземным морем и Атлантическим океаном южнее современного Гибралтара.
- Уровень воды в море на 2 км ниже уровня Атлантики.
- За 0.5 млн лет на дне высыхающего сверхсоленого бассейна накопился мощный (до 2.5 км) слой соли.
- Прорыв произошел 5.3 млн лет назад на месте Гибралтара вследствие тектонических подвижек.
- Уровень Мирового океана после этого понизился.



14.40. Этапы «Мессинского кризиса»



Рис. 14.41. Соли, образовавшиеся в результате «Мессинского кризиса»



Рис. 14.42. Расположение шахты, где разрабатывается месторождение солей

Неогеновый период – время развития современных океанических бассейнов и практически полное закрытие океана Тетис, а также формирование Средиземноморского складчатого пояса и развитие современных континентов.

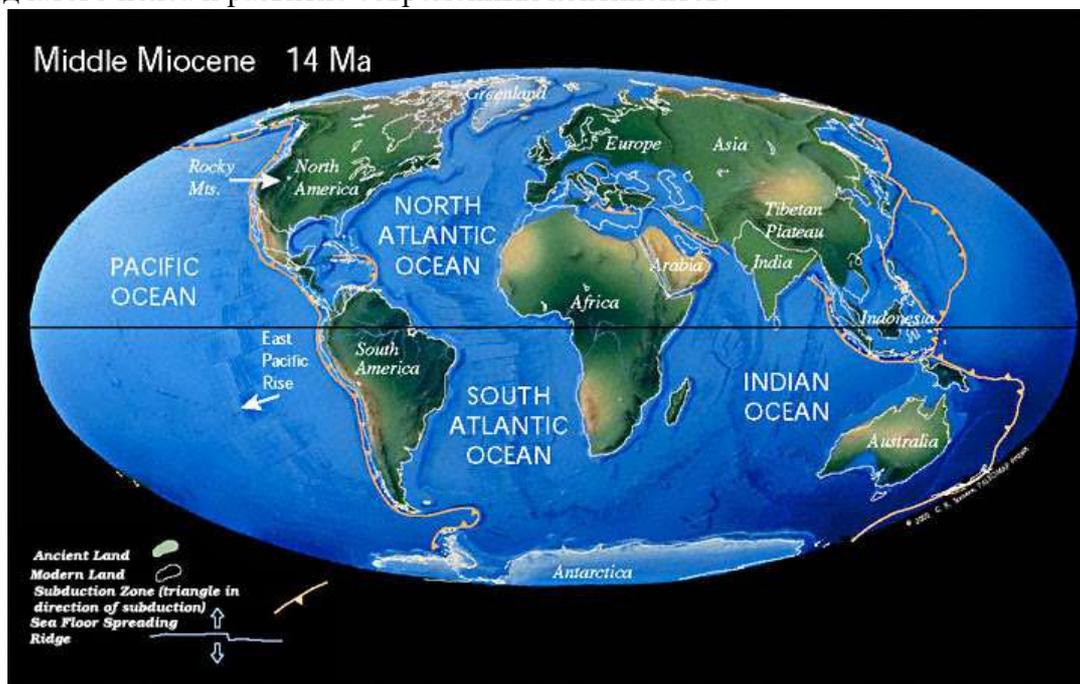


Рис. 14.43. Палеотектоническая реконструкция Земли (неогеновый период)

Лекция 15. Развитие древних структур в мезозое-кайнозое (MZ-KZ). Древние складчатые пояса, молодые платформы

15.1. Развитие древних складчатых поясов и молодых платформ

На протяжении триасового периода на Земле продолжал существовать единый суперконтинентальный массив Пангея, который объединял два мегаконтинента: Лавразию и Гондвану.

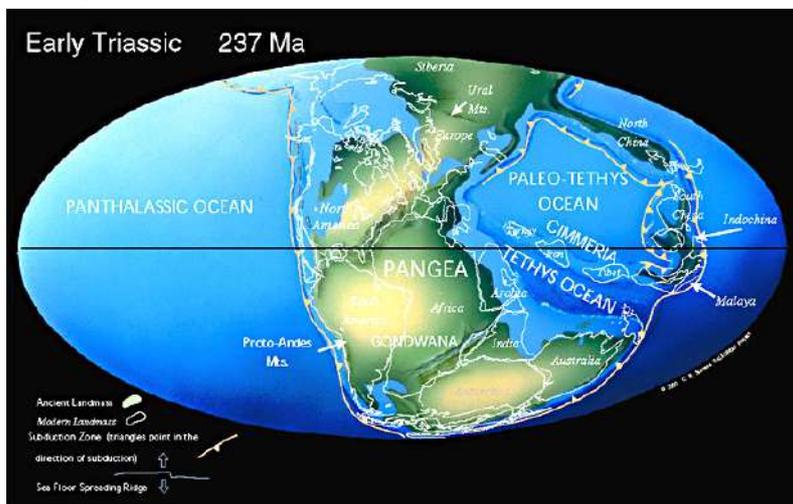


Рис. 15.1. Палеотектоническая реконструкция Земли (триасовый период)

К середине юрского периода начинается распад суперконтинента Пангея на два крупных мегаконтинента (Гондвану и Лавразию), океан Палеотетис перестает существовать, а океан Тетис расширяется и развивается. На этот период времени приходится его максимальное раскрытие. В это время раскрывается и Центральная Атлантика, разделяя два мегаконтинента.

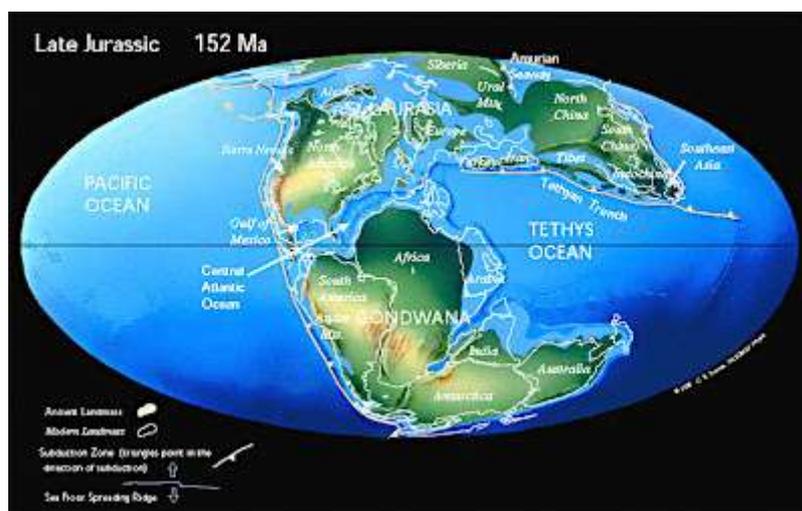


Рис. 15.2. Палеотектоническая реконструкция Земли (поздне-юрский период)

В меловом периоде наблюдается интенсивный процесс распада Гондваны, которая разделяется на ряд современных континентальных массивов: Южную Америку, Африку,

Индостан, при это Антарктида и Австралия все еще объединены в единый массив. В северном полушарии продолжает существовать Лавразия. Она начинает распадаться только к концу мелового – началу палеогенового периодов.

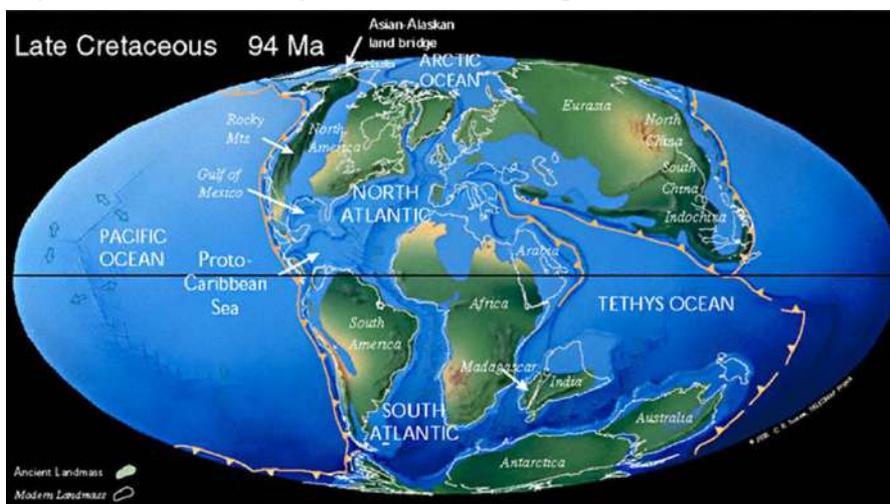


Рис. 15.3. Палеотектоническая реконструкция Земли (поздне-меловой период)

Рассмотрим наиболее крупные, типичные древние структуры в пределах современных континентальных массивов. Большая часть территорий подвергалась крупным трансгрессиям, окраины континента наращивались за счет субдукционных процессов (за счет формирования окраинно-складчатых поясов).

Западная Европа

Западная Европа по своему происхождению представляет древний складчатый палеозойский пояс. Складчатый фундамент сформировался от части в раннем палеозое.

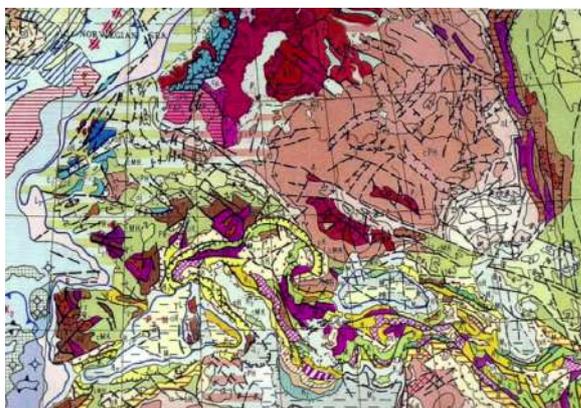


Рис. 15.4. Западная Европа. Фрагмент Тектонической карты



Рис. 15.5. Тектоническая схема западно-Европейской эпиконтинентальной молодой плиты. I – выходы докембрийско-палеозойского фундамента на поверхность; II – области, перекрытые мезо-кайнозойским чехлом; III – байкалиды Скандинавии; IV – Восточно-

Европейская платформа; V – структуры
Альпийского пояса

Особенности осадконакопления MZ-KZ впадин Европы:

J_2, K_2 – наиболее широкие трансгрессии с формированием нормально морских бассейнов. K_1 терригенные, K_2 карбонатные отложения.

J/K – крупная регрессия, перерыв.

J – терригенно-карбонатные отложения морские, в верхах континентальные.

P_2, T_2 – соленосные, терригенно-карбонатные отложения, бассейны лагунного типа.

P_2 – начало морских трансгрессий и накопления платформенного чехла. Трансгрессии с севера (через Северное море) и с юга (Тетис).

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	Мощность в м	ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ
ПАЛЕОГЕНОВАЯ		260	Мергели с морскими окаменелостями. Континентальные отложения. Известняки с морскими окаменелостями.
		140	Континентальные отложения. (Панов и др., 2016)
ПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНИЙ	300	Белый пясчий мел с кремнями, с белемнитами и морскими ежами. Мергели мелководные с <i>Inoceramus labiatus</i> и другими формами. Глауконитовые пески и глины с <i>Schloenbachia varians</i> .
	НИЖНИЙ	200 - - 250	Глины с морскими окаменелостями. Глауконитовые песчаники. Мергели и известняки с морскими окаменелостями. Глины пестроцветные лагунного типа. Вельд-континентальные отложения.
ЮРСКИЙ	СРЕДНИЙ	>400	Пурбек - континентальные или солоноватоводные отложения. Мергели и известняки коралловые. Глины с морскими ископаемыми. Известняки зоогенные, мергели, песчаники, известняки железисто-оолитовые. Посидониевые сланцы.
	НИЖНИЙ		Мергели с морскими окаменелостями. Лигниты. Известняки, мергели, глины с морскими ископаемыми.
ТРИАС	ВЕРХНИЙ	100 - - 150	Лагунно - континентальные отложения (Рэт). Палеозойский фундамент.

Рис. 15.6. Разрез MZ-KZ отложений Парижского бассейна

Палеогеография Западной Европы в палеоцене-эоцене

В палеоцене-эоцене сокращение океана Тетис приводит к формированию суши на территории почти всей Западной Европы. Кроме того, продолжает существовать узкий пролив Паратетиса.

В это время происходят мощные излияния платобазальтов на северо-западе территории (Ирландия, Великобритания, будущая Исландия и др.). Магматизм связан с раскрытием Северной Атлантики.

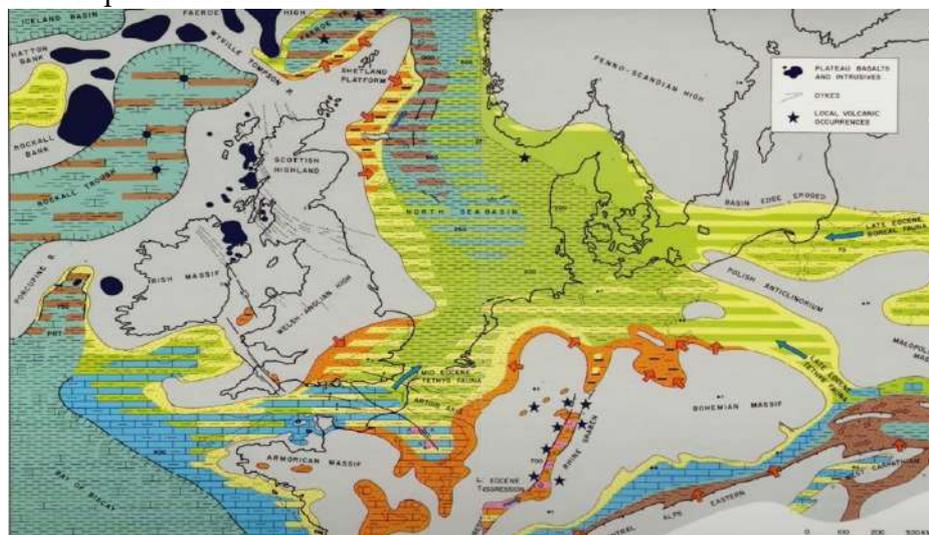


Рис. 15.7. Палеогеография Западной Европы в палеоцене-эоцене

Палеогеография западной Европы в олигоцене-миоцене

С раскрытием Атлантики связано формирование крупной центрально-Европейской рифтовой системы.

P_{g3} – остаточный бассейн Паратетис занимал территорию северных краевых прогибов и примыкающих частей палеозой и Восточно-Европейской платформы.

N – распадается на отдельные мелкие бассейны.

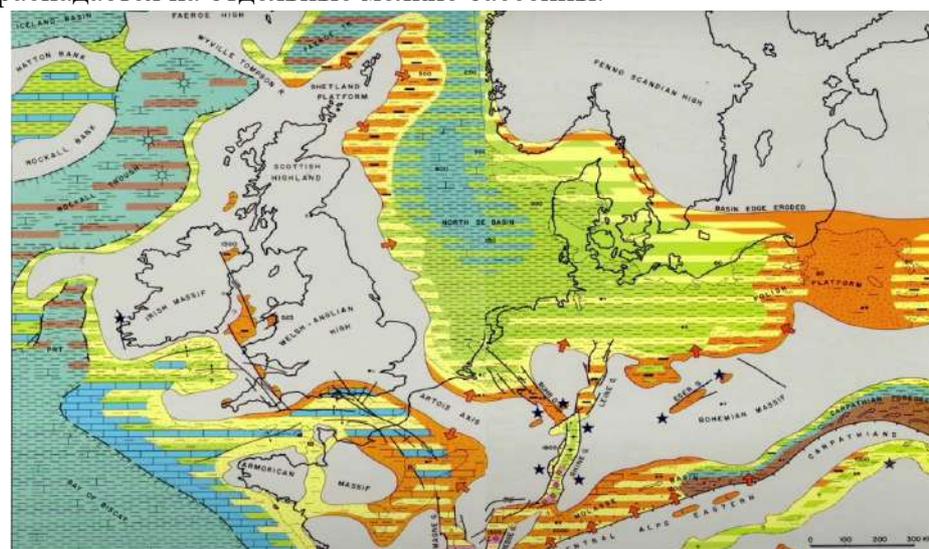


Рис. 15.8. Палеогеография Западной Европы в олигоцене-миоцене

Структуры Урало-Монгольского пояса

Территория Урало-Монгольского пояса занимает обширную площадь (рис. 15.9). К структурам этого пояса относят все структуры палеозойского возраста, расположенные между древними платформами: Восточно-Европейской, Сибирской и блоками Китайской платформы.

Герцинская складчатость для данной территории является завершающей.

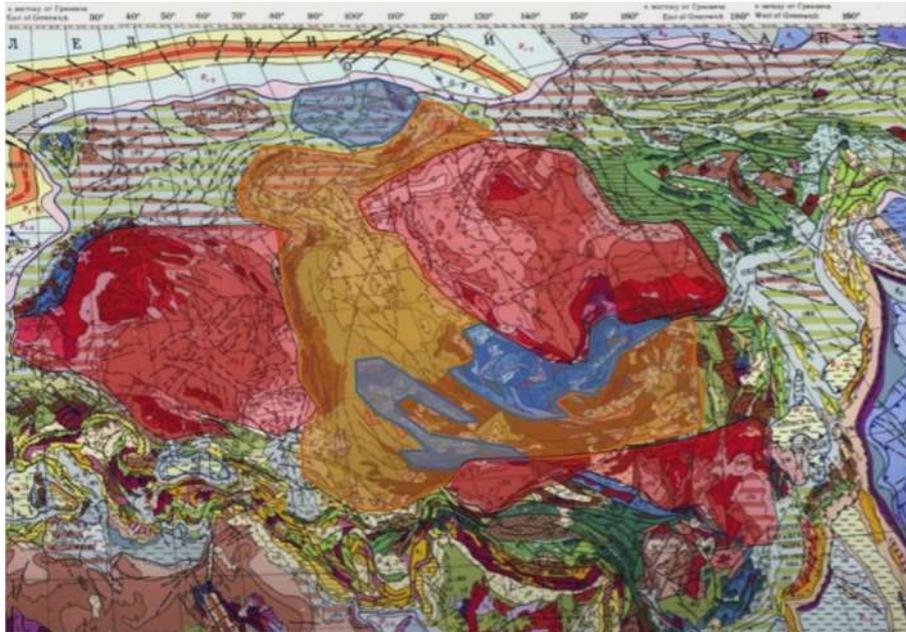


Рис. 15.9. Структуры Урало-Монгольского пояса. Фрагмент Тектонической карты

Конец *P* – начало *T* – это эпоха рифтинга и базальтового вулканизма. Траппы развиты на площади около 2 млн км². Объём извергнутых расплавов составил по разным оценкам от 1-4 до более 5 млн км³ эффузивных и интрузивных пород.



Рис. 15.10. Сибирская трапповая провинция

Особенности развития Урало-Монгольского пояса:

T-J₁₋₂ – общее поднятие. Грабены, заполненные континентальными вулканогенными (в основании) и терригенными угленосными отложениями. Трапповый магматизм.

J₃-K – морские трансгрессии:

- север – формирование Западно-Сибирской молодой плиты, песчано-глинистые отложения.
- юг – формирование Скифско-Туранской молодой плиты, карбонатные морские, гипсо- и соленосные лагунные отложения.

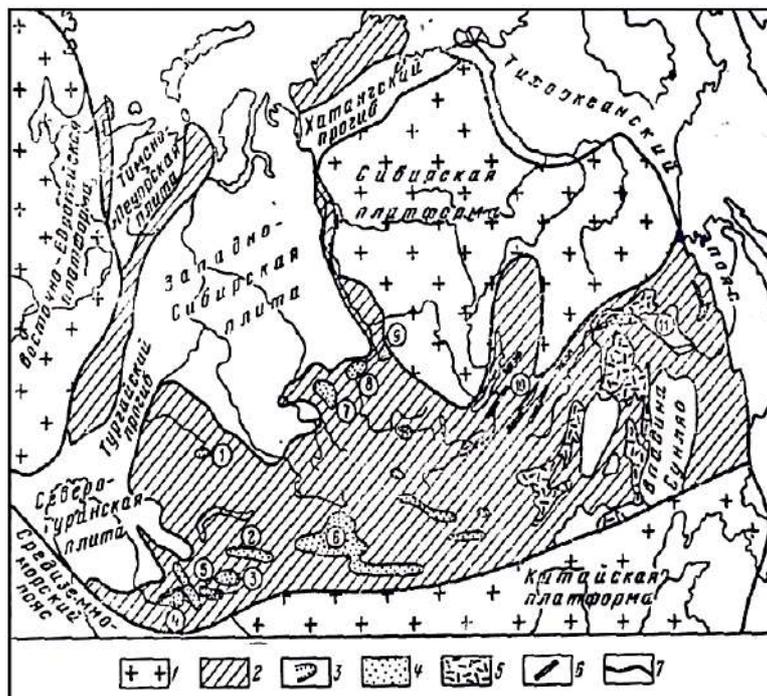


Рис. 15.11. Схема расположения мезозойских впадин Урало-Монгольского пояса. 1 – древние платформы; 2 – поднятия внутри Урало-Монгольского пояса; 3 – плиты и синеклизы молодой платформы; 4 – межгорные впадины (преимущественно Л); 5 – *J₃-K₁* впадины с эффузивами; 6 – грабены Забайкалья; 7 – границы поясов

На рисунках 15.12, 15.13 приведены палеогеографические карты для Западно-Сибирской молодой плиты.

В раннем юрском периоде формирование чехла происходило в прибрежных и континентальных условиях осадконакопления. Большая часть этой территории представляет собой сушу. В кайнозое эта территория испытывает интенсивное прогибание.

Плитный чехол – разнообразные, в основном терригенные песчано-глинистые породы морского генезиса.

В поздне-юрском периоде J_3 территория подвергается трансгрессии, пришедшей с севера из одной из формирующихся структур Арктического бассейна. С этим связано формирование нефте-материнских толщ и характерно высокое содержание $S_{орг}$.

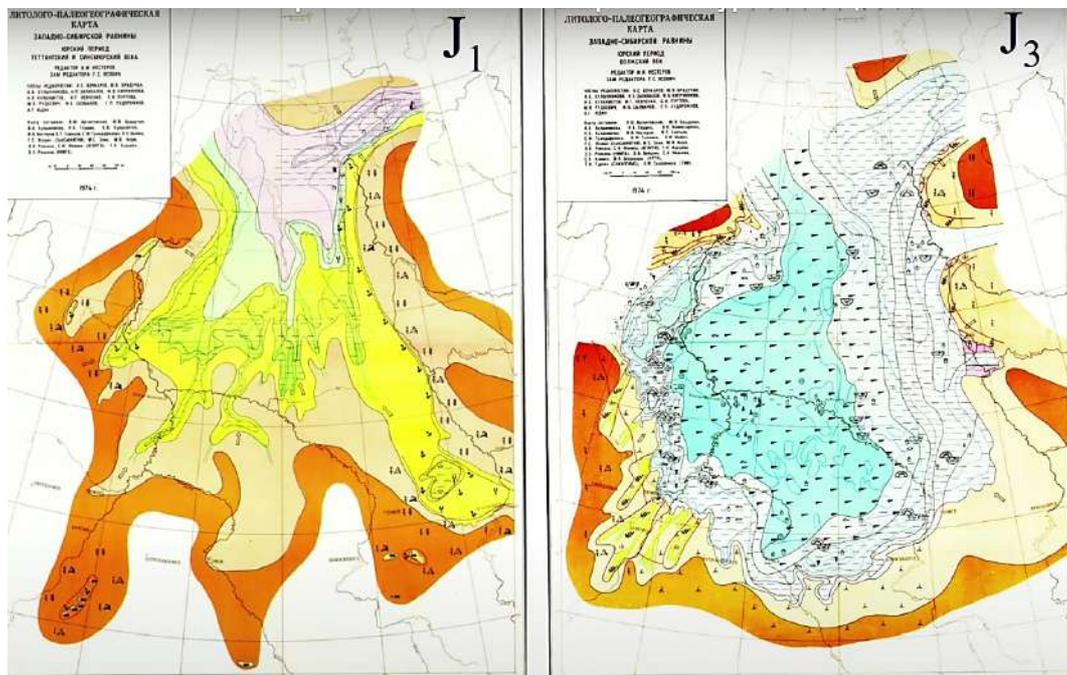


Рис. 15.12. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины, 1976

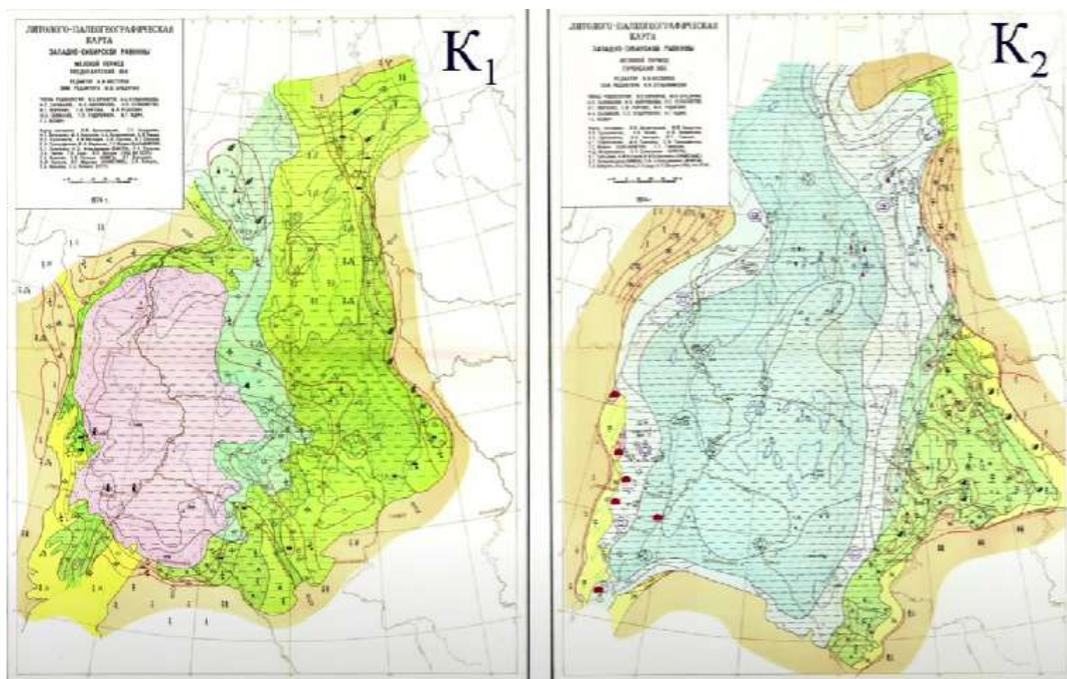


Рис. 15.13. Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины, 1976

В ранне-меловое время территория подвергается осушению. В центральной части формируется остаточный бассейн. С этим периодом связано накопление мощных терригенных толщ, главным образом, песчаных, в краевых частях бассейна осадконакопления – это прибрежные и окраино-шельфовые образования, которые позже сформируют хорошие коллектора для нефти и газа.

Поздне-меловое время характеризуется максимальной трансгрессией, которая приводит к образованию глубоководного бассейна. Он имеет связь с северными бореальными бассейнами и Арктикой. В это время начинает формироваться связь на юге с океаном Тетис.

Эта связь помогает ученым коррелировать разрезы эвтектических морей и бореальных через разрезы Западной Сибири.

В это области накапливаются в основном терригенные образования: в краевой части – песчано-глинистые толщи, в центральной части – глинистые толщи.

Развитие древних структур в KZ

Особенности развития Европейских палеозоид и Урало-Монгольского пояса:

Pg – последние морские трансгрессии с юга (из Тетиса) и с севера (из Бореального океана) в Европе и Урало-Монгольском поясе. Продолжение формирования впадин Европы, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской молодых плит.

N-Q – общее поднятие всей Евразии. Во впадинах и на молодых плитах происходит накопление континентальных отложений. Интенсивное поднятие PZ складчатых сооружений, тектонические деформации. В MZ-KZ платформенного чехла особенно активно развивается Тянь-Шань, Алтай-Саянская область, отчасти Европейские палеозоиды. Происходит эпиплатформенный орогенез, или дейтероорогенез. Континентальный рифтогенез происходит на территории Байкальской системы. Причина этого в континентальной коллизии южных платформ с Евразией.

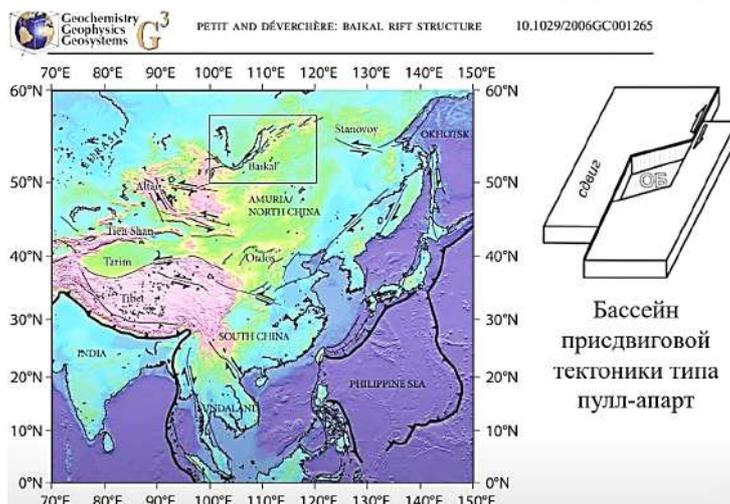


Рис. 15.14. Топографическая и неотектоническая карта Азии

На Структурно-тектонической карте Азии (рис. 15.15) показаны процессы постепенного сближения Индонстанской плиты с краем континента Лавразия (50 млн лет).

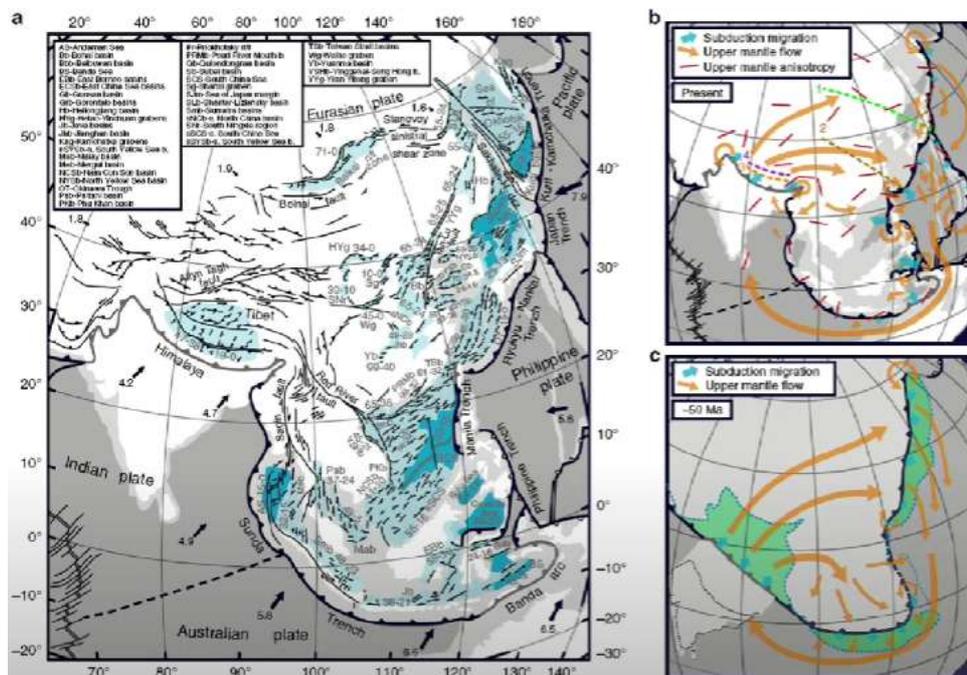


Рис. 15.15. Структурно-тектоническая карта Азии

15.2. Развитие древних структур в MZ-KZ. Древние платформы Северная Америка в MZ

Особенности формирования Северной Америки в мезозое:

T – поднятие. В Аппалачах формирование грабенов с континентальными песчано-глинистыми отложениями.

c J2 – морская трансгрессия из Центр. Атлантики формирует молодую плиту Мексиканского залива.

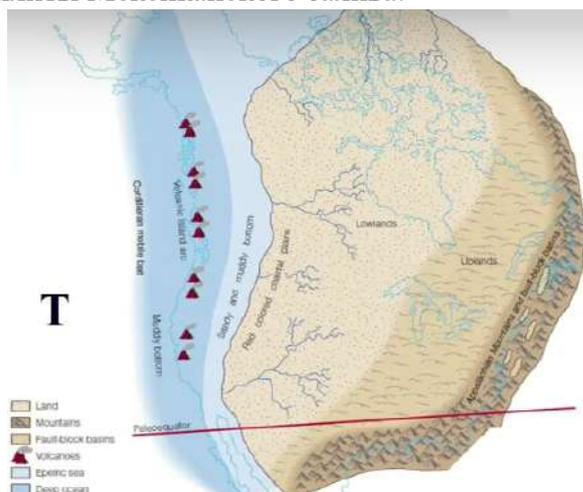


Рис. 15.16. Северная Америка в триасе



Рис. 15.17. Северная Америка в юре

K – широкая морская трансгрессия из Кордильерского пояса (максимум в K_2). В конце K_2 эпиплатформенный орогенез в южной части Скалистых гор.

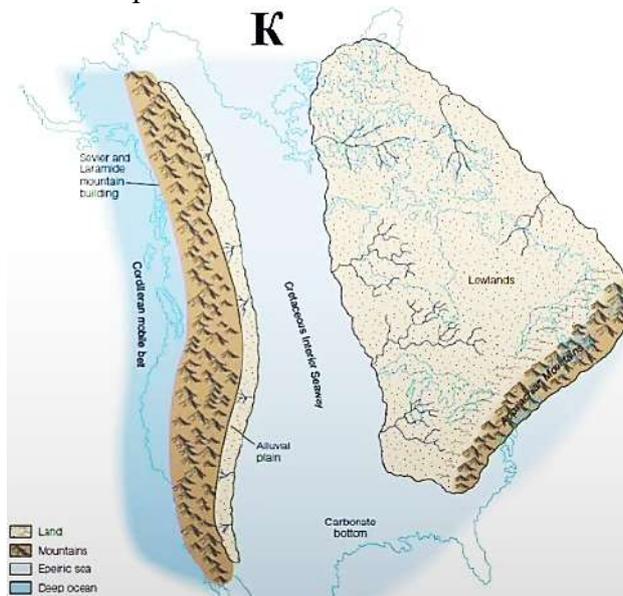


Рис. 15.18. Северная Америка в меловое время

Восточно-Европейская и Сибирская платформы в мезозое.

Рассмотрим Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы в мезозое.

Таблица 15.1. Особенности развития ВЕП и Сибирской платформы в мезозое

Восточно-Европейская платформа в МЗ	Сибирская платформа в МЗ
<ul style="list-style-type: none"> • Т-J_1 – поднятие платформы • с J_2 – серия морских трансгрессий с севера и юга с максимумами в J_{2-3} и K_2, регрессия в K_1^1. Мелкое эпиконтинентальное море на Русской плите, песчано-глинистые отложения с фосфоритами и глауконитом • K_2-Pg – трансгрессии только из Тетиса (южная часть плиты), писчий мел 	<ul style="list-style-type: none"> • Т$_1$ – завершение PZ, этапа. Завершение формирования Тунгусской синеклизы. Трапповый магматизм • Т$_{2-3}$ – поднятие платформы и перестройка структуры • J-K – погружение и морские трансгрессии из Верхояно-Чукотской области по восточной и северной окраине платформы (мелководно-морские, затем континентальные песчано-глинистые отложения) • Вся остальная часть платформы приподнятая суша. Впадины, заполненные J континентальными угленосными отложениями

В мезозое происходит преобладание морского типа осадконакопления на Восточно-Европейской платформе и континентального на Сибирской платформе.

На рисунках 15.19 и 15.20 приведены палеогеографические карты для мезозойского времени.

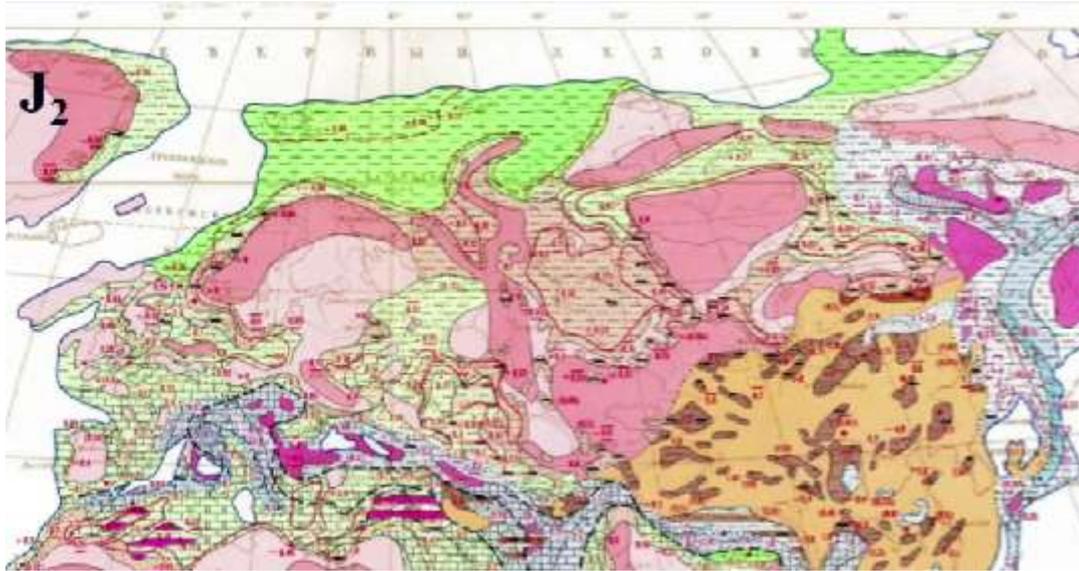


Рис. 15.19. Восточно-Европейская и Сибирская платформы в МЗ

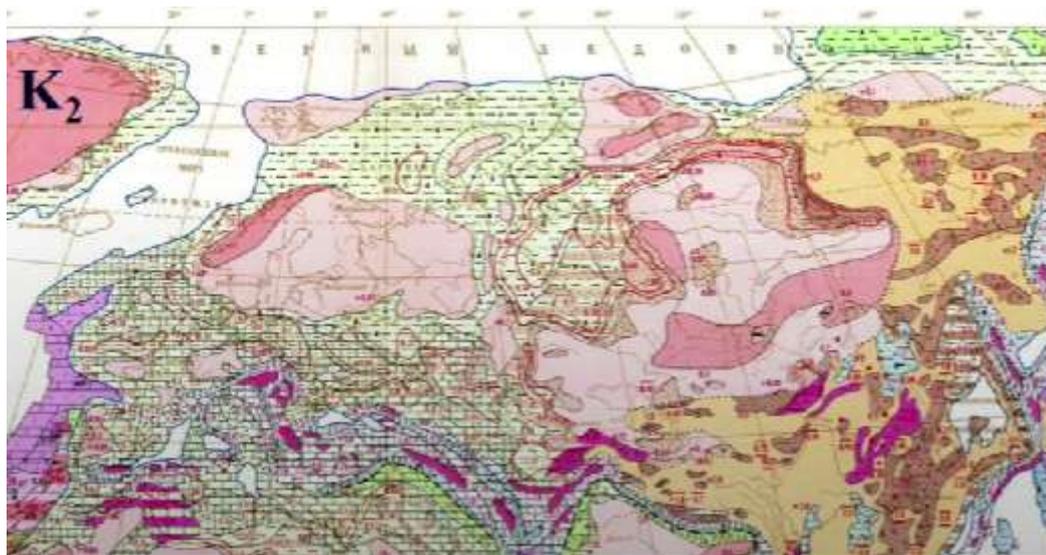


Рис. 15.20. Восточно-Европейская и Сибирская платформы в МЗ

На рисунках 15.21 – 15.23 показано как происходила смена трансгрессии на регрессию в раннем и позднем меле. В конце альбского века большая часть ВЕП затоплена и эпиконтинентальный бассейн представляет собой пролив, связывающий образование бореального и эвтектического бассейна. Постепенно пролив перестает существовать и север платформы теряет связь с бореальным бассейном. В это время происходит один из этапов складчатости. С этим связано прекращение связи.

Постепенно связь с эвтектическими потоками теряется, поскольку океан Тетис начинает сокращаться и максимума трансгрессии в кайнозой не ожидалось.



Рис. 15.21. Литолого-палеогеографическая карта для Восточно-Европейской платформы в меловое время

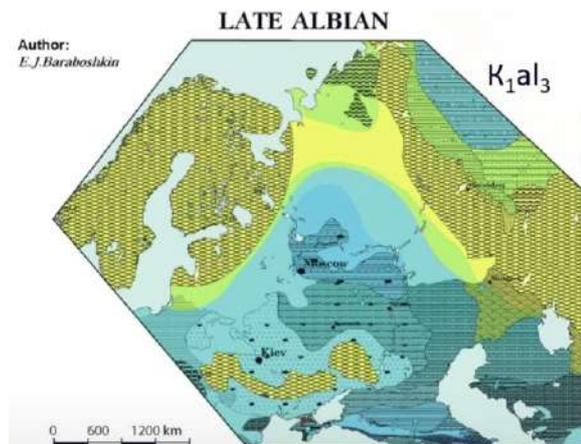


Рис. 15.22. Литолого-палеогеографическая карта для Восточно-Европейской платформы в меловое время

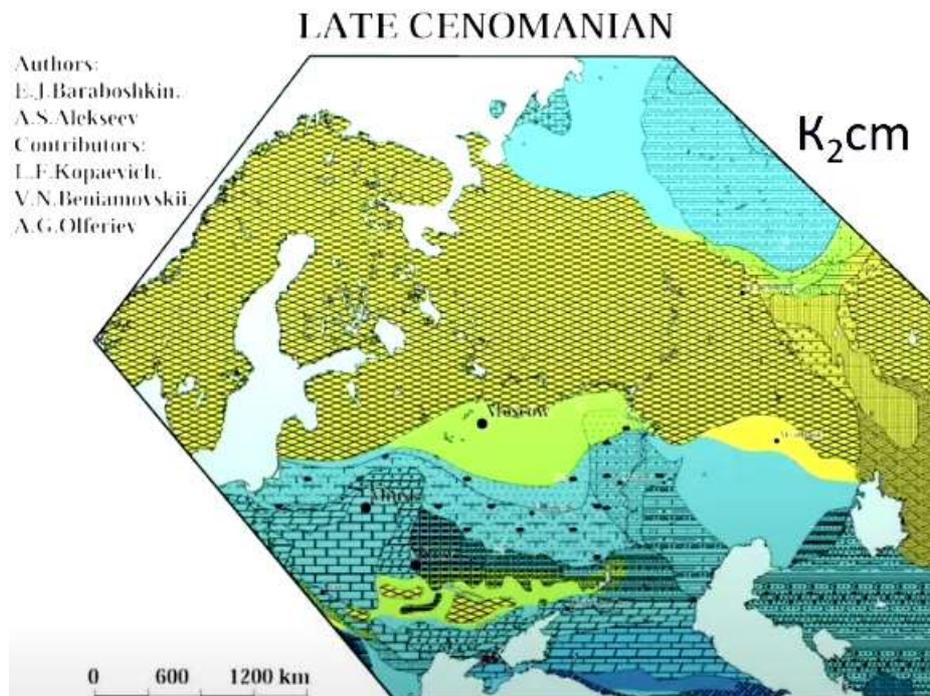


Рис. 15.23. Литолого-палеогеографическая карта для Восточно-Европейской платформы в меловое время

Древние платформы Северного ряда в KZ

Особенности развития:

- Общая тенденция к воздыманию, регрессии, на фоне которой кратковременная крупная трансгрессия Pg_2 (Западная Сибирь, Европа, ВЕП). Континентальное терригенное осадконакопление.
- Закрытие Тетиса, процессы коллизии в Азиатской части пояса.

Раскрытие Северной Атлантики, начало раскрытия Северного Ледовитого океана

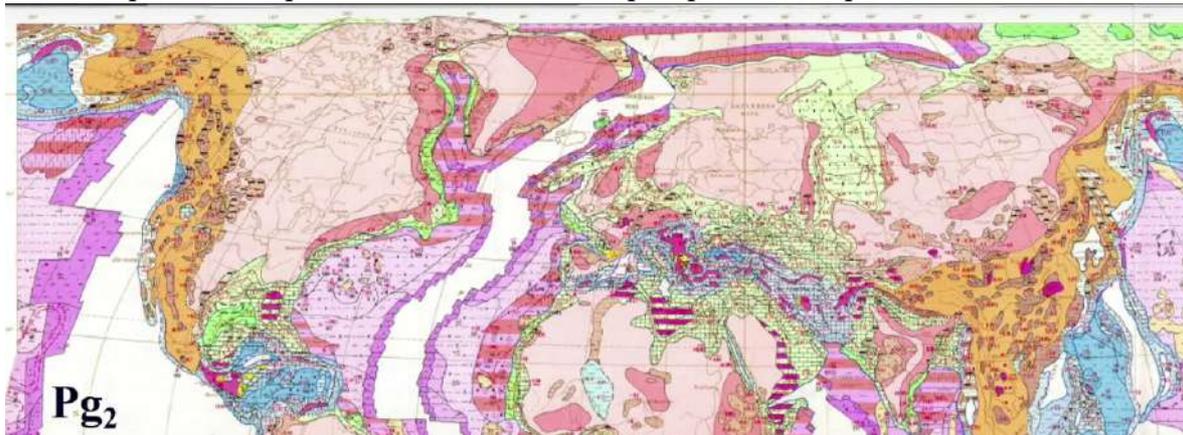


Рис. 15.24. Древние платформы Северного ряда в КЗ

В неогене наблюдается общее воздымание всех платформ, продолжение регрессии и континентальное терригенное осадконакопление. Евразия практически целиком представляет собой сушу. На территории Северной Америки осадконакопление продолжает в пределах Примексиканской низменности. В палеогене здесь активизируется континентальный магматизм, который впоследствии постепенно затухает.

Сибирская платформа в четвертичное время Q характеризуется формированием сильно расчлененного рельефа высокой равнины – *Берингии*.



Рис. 15.25. Берингия

Развитие Гондваны в МЗ-КЗ

Особенности развития Гондваны в мезо-кайнозое:

конец *PZ-T* – Гондвана приподнятая суша, во впадинах гондванского типа пестроцветные песчано-глинистые отложения, в верхах эоловые песчаники.

J₁₋₂ – песчано-глинистые сероцветные, местами угленосные. Гондвана еще в составе Пангеи. Завершается развитие впадин интенсивным проявлением наземного траппового магматизма (*T₃-J₁* в Ю.Америке и Ю.Африке; *J₃-K₁* в Индии).

конец *K* – начало *Pg* – трапповый магматизм (мощность формации до 2000 м) в Деканской впадине (Индия).

Комментарий:

- *PZ* и *MZ* этапы аналог авлакогенной стадии на северных платформах.
- *MZ₂* этап – аналог плитной стадии на северных платформах.

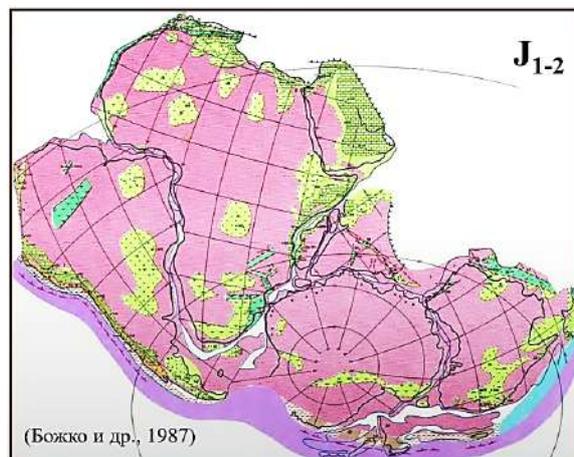


Рис. 15.26. Развитие Гондваны в юрское время

Палеогеография материков Гондваны в *MZ-KZ*:

Pg – возникновение Южного океана и отделение Австралии от Антарктиды – полный распад Гондваны

Разделившиеся континенты перемещаются к их современному положению: Южная Америка к западу, Африка и особенно Индостан к северу, Австралия к востоку.

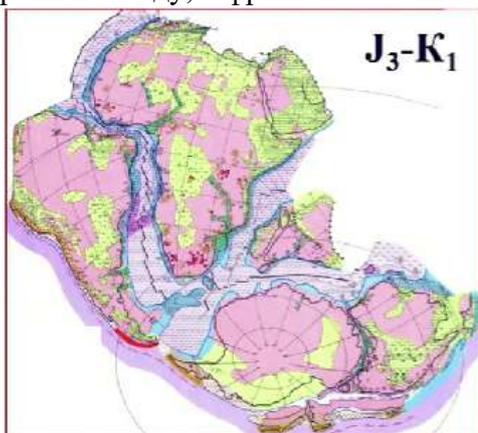


Рис. 15.27. Развитие Гондваны в поздне-юрское – ранне-меловое время

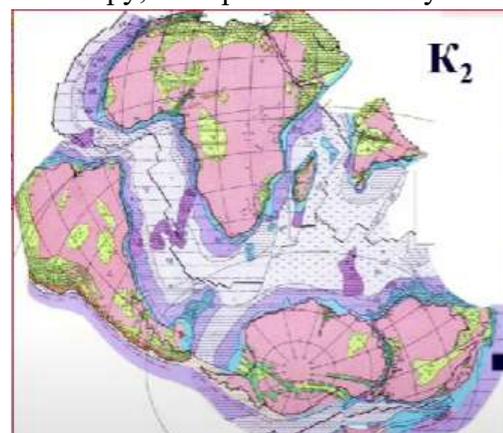


Рис. 15.28. Развитие Гондваны в меловое время

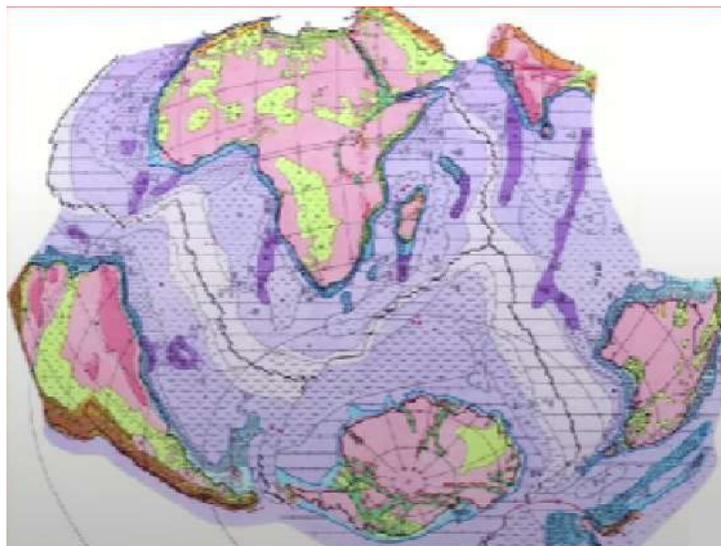


Рис. 15.29. Развитие Гондваны в палеогеновое-неогеновое время

15.3. Молодые океаны в MZ-KZ

Атлантический океан

Таблица 15.2. Особенности раскрытия Атлантического океана

	Центральная Атлантика	Южная Атлантика
T3	Континентальная рифтовая система (внутри Лавразии), трапповый магматизм.	Гондвана
J1	Расширение грабенов. Ингрессия в них морских вод, накопление солей. - Начало спрединга океанической коры.	
J2-3 – K1nc	Накопление пелагических отложений. Ширина бассейна: 2300 км -.	Континентальная рифтовая система (внутри Гондваны) Ингрессия моря в расширяющиеся рифтовые грабены, накопление солей Начало спрединга, черные битуминозные глины. Ширина бассейна: 1400 км
K1ap – K2cm	Интенсивный рост СОХ, внутри глубоководных котловин накопление черных битуминозных глин в аноксидных условиях	
K2t- K2m	Объединение Центральной и Южной Атлантик, единый СОХ, ликвидация аноксидных обстановок	
KZ	Дальнейшее расширение и углубление бассейна	

Особенности раскрытия Атлантического океана:

Pg – раскрытие Северной Атлантики и отделение Северной Америки от Европы:

- $Pg_1-Pg_1^2$ – на месте Северной Атлантики возникает серия грабенов, заполненных песчано-глинистыми континентальными и морскими отложениями, интенсивный трапповый магматизм. Далее проникновение рифтовой системы на север и начало раскрытия Арктики
- Pg_2^2 – раскрытие океанического бассейна Сев. Атлантики. Спрединг: Накопление глубоководных биогенных илистых осадков

Индийский океан

Особенности развития Индийского океана:

J_3-K_1 – возникновение двух меридиональных осей спрединга:

- западная между Африкой, Мадагаскаром и Индостаном;
- восточная между Мадагаскаром+Индостаном и Австралией.

K_2 :

1) отмирание оси спрединга между Африкой и Мадагаскаром (с этого времени они образуют одну плиту);

2) появление оси спрединга между Мадагаскаром и Индостаном;

3) появление оси спрединга ЮЗ Индийского хребта между Африкой и Антарктидой;

4) начало перемещение Африки и Индостана к северу

J_2-Q – распад Гондваны и формирование молодых океанов

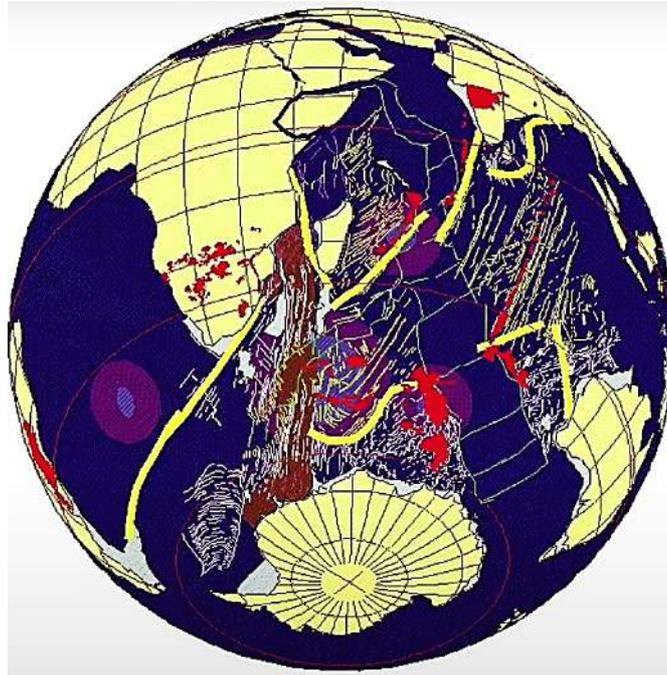


Рис. 15.30. Формирование молодых океанов

Pg_2^2 – новая перестройка структуры океана:

1) отмирание оси спрединга между Индостаном и Австралией (с этого времени они единая Индо- Австралийская плита);

2) начинается спрединг между Австралией и Антарктидой на месте существовавшей уже в K_2 континентальной рифтовой системы;

3) весь остальной спрединг сосредотачивается в зонах современных СОХ

- Усиление перемещения Африки, Индостана и начало перемещения Австралии к северу – основная фаза альпийской складчатости и закрытие Тетиса.
- Восточно-Африканская коптитентальная рифтовая система. Заложение разломов в MZ , активизация в Pg_3-N-Q . Сопровождается активным излиянием щелочных базальтов

N_1^3 – проникновение оси спрединга Аравийско-Индийского СОХ в Аденский залив и в N , в Красное море, переход от континентального рифтинга к спредингу.

- Откол Аравийской плиты от Африки и смещение её к северу - складчатость в краевых прогибах Средиземноморского пояса

Тихий океан

Тихий океан – «древний» океан Земли; древнейший структурный элемент Земли, возникший 650 млн лет назад. Конформно облекается со всех сторон складчатыми системами от PR_2 до современных.

СОХ (Восточно-Тихоокеанское поднятие) резко смещен к ЮВ краю океана, а севернее вообще перекрыт надвинутым Северо-Американским континентом.

Все окраины океана – активные. Но возраст современной коры и осадочного слоя как в «молодых» океанах (J_2-Q), поскольку вся древняя океаническая кора погрузилась в зонах субдукции

В настоящее время самая древняя кора (J_3b-J_3o) в Марианской впадине.

Гипотезы о происхождении:

- 1) 4.5 млрд л. назад при отрыве Луны от пра-Земли (Васильев);
- 2) путем океанизации коры в конце палеозоя-начале мезозоя (Белоусов, Фролов);
- 3) в мезозое из тройного сочленения, возникшего в районе Марианской впадины

Развитие Тихого океана:

J_2 (190-160 млн лет) – возникла треугольная Тихоокеанская микроплита, расширявшаяся за счет отступления осей спрединга от центра в сторону других плит. Окружающие плиты были субдуцированы под Северо-Восточную Азию, Северную и Южную Америку, Австралию и Западную Антарктиду.

K_1ap-K_2t (140-100 млн лет) – обширный вулканизм над суперплюмом, создавшим крупные внутриплитные вулканические плато.

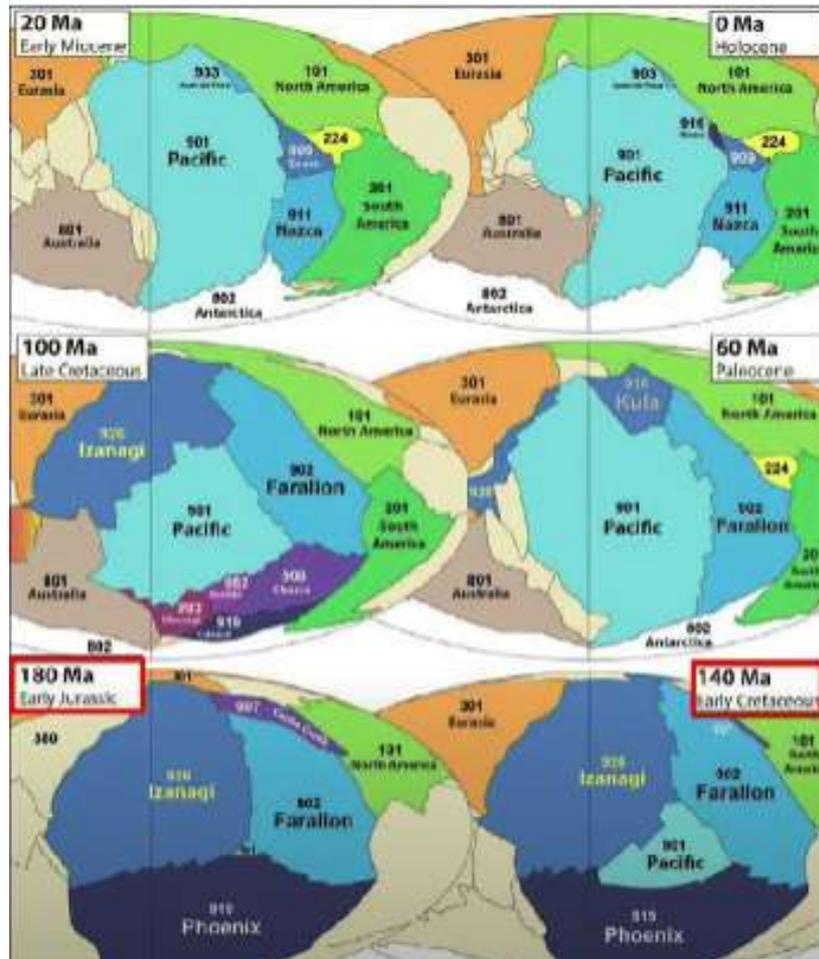


Рис. 15.31. Реконструкция плит Тихого океана (Torsvik, Cocks, 2017)

K-KZ – разрастание Тихоокеанской плиты. Оттеснение к северу и востоку плит Кула, Фаралон, поглощение их *PZ* океанической коры в зонах субдукции под континентами Азии, Северной и Южной Америк.

конец K – возникновение Алеутской островной дуги, в зону субдукции перед которой погружается плита Кула (ее реликт в Алеутской котловине Берингова моря), а затем начинает погружаться и Тихоокеанская плита.

Плита Фаралон. 40-0 млн лет

Pg₃ – с Северо-Американским континентом сталкивается и частично уходит под него Восточно-Тихоокеанское поднятие. Плита Фаралон погружается в зону субдукции под континенты Северной и Южной Америк.

N₁ – плита Фаралон разделяется на две маленькие плиты Кокос и Наска новой Галапагосской осью спрединга

Сейчас почти вся Тихоокеанская впадина занята одной Тихоокеанской плитой.

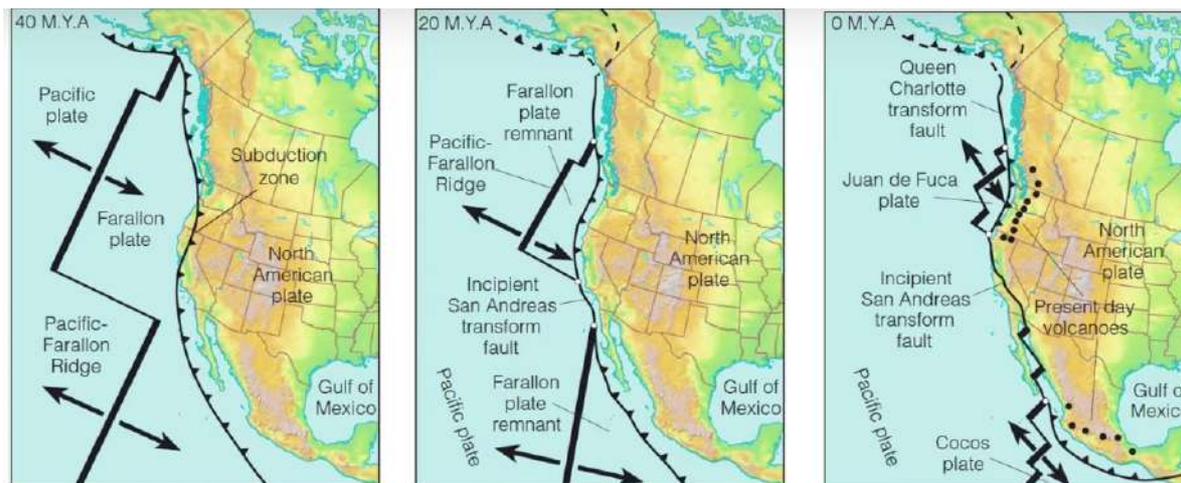


Рис. 15.32. Плита Фаралон

Северно-Ледовитый океан

Основные этапы развития Северного Ледовитого океана в MZ-KZ:

J – континентальный рифтинг на месте современной Канадской котловины, окраинно- континентальные вулканические пояса в пределах Верхояно- Чукотской обл.

K_{1b-br} – формирование Верхояно- Чукотской складчатой области, быстрое раскрытие Канадской котловины (~ 133-125 млн л.).



Рис. 15.33. Развитие Северно-Ледовитого океана в юрское время

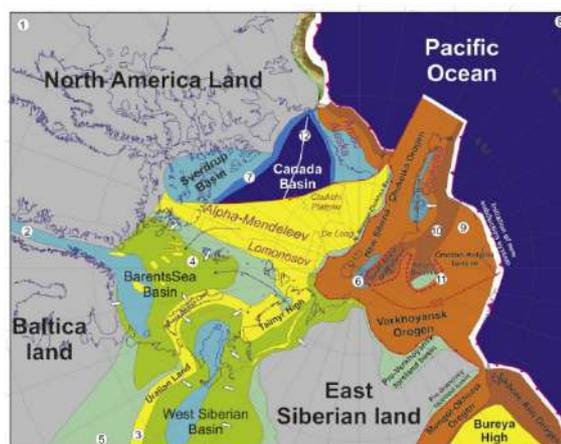


Рис. 15.34. Развитие Северно-Ледовитого океана в *K_{1b-br}*

K_{1a-al} – образование континентальных вулканических провинций, рифтинг и магматизм в районе хр. Альфа-Менделеева, рифтинг во многих будущих бассейнах (Усть-Ленский, Северо- Чукотский, Подводников, Толля)

K_{2s-cr} – внутриплитный магматизм в районе хребта Альфа- Менделеева.

K_{2cr-t} – начало деформаций в пределах Чукотского моря.

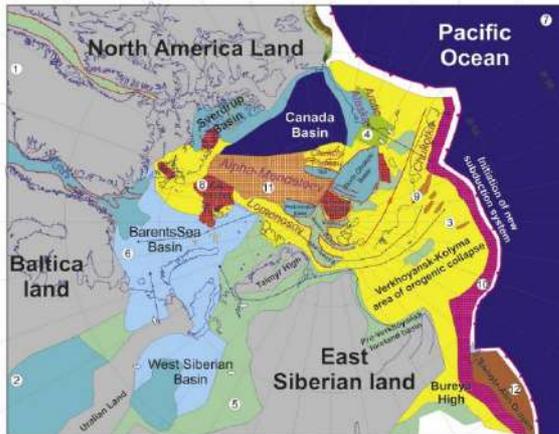


Рис. 15.35. Развитие Северно-Ледовитого океана в K1a-d

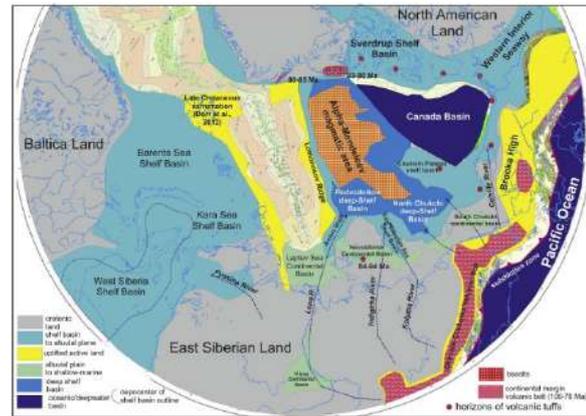


Рис. 15.36. Развитие Северно-Ледовитого океана в K2s-cp

Pg₁ – формирование окраинно-континентального орогена, континентальный рифтинг на месте современного Евразийского и Усть-Ленского бассейнов.

Pg₂ (около 45 млн л.) – начало ультра медленного спрединга в пределах хр. Гаккеля, осушение шельфов Баренцева и Карского морей.

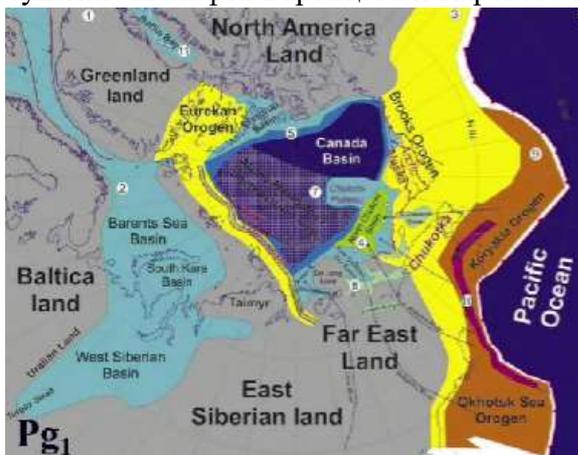


Рис. 15.37. Развитие Северно-Ледовитого океана в Pg₁

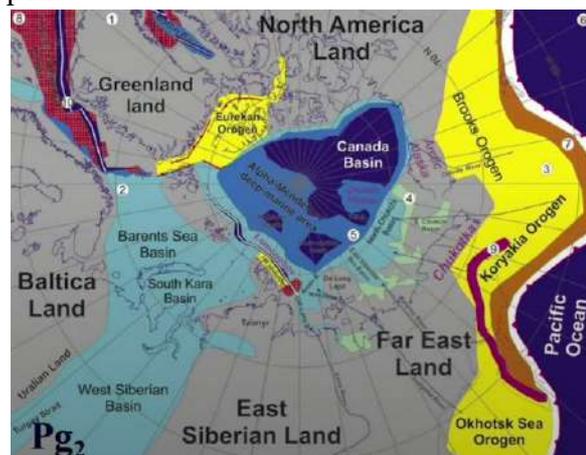


Рис. 15.38. Развитие Северно-Ледовитого океана в Pg₂

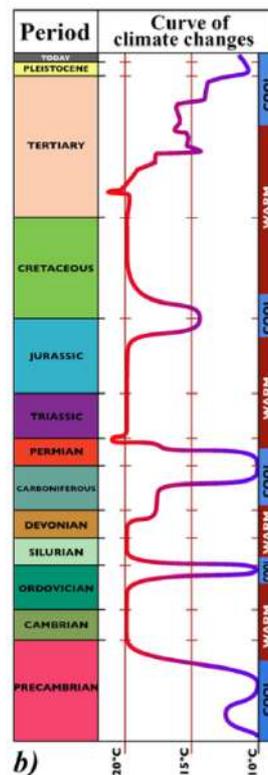
Лекция 16. Палеогеография и климат Земли в мезозое-кайнозое

16.1. Изменения климата

Рассмотрим кривую изменения климата и среднегодовой температуры на протяжении геологической истории (рис. 16.1):

- Pg_3-Q – антарктическая гляциоэра (35 млн л.)
- Мезозойско-кайнозойская термозра (умеренные и теплые влажные климатические зоны, редкие сезонные льды, локальные горные ледники):
- K_2-Pg_2 – теплый климат
- J_3-K_1 – умеренный климат
- P_3-J_2 – теплый климат

Периоды *cold snaps* (похолоданий, или «коротких ледниковых эпизодов») – гипотеза основана на косвенных признаках (гляциоэвстатика, повышение $\delta^{18}O$, друпстоуны, глендонит).



16.1. Изменение климата на протяжении геологической истории

Изменения климата на протяжении геологической истории могут быть связаны с различными причинами:

- внешние:
 - галактические;
 - изменения параметров вращения Земли вокруг Солнца;
 - изменения солнечной изоляции;
- внутренние:

- содержание (серая кривая) в атмосфере углекислого газа, который является одним из основных парниковых газов.

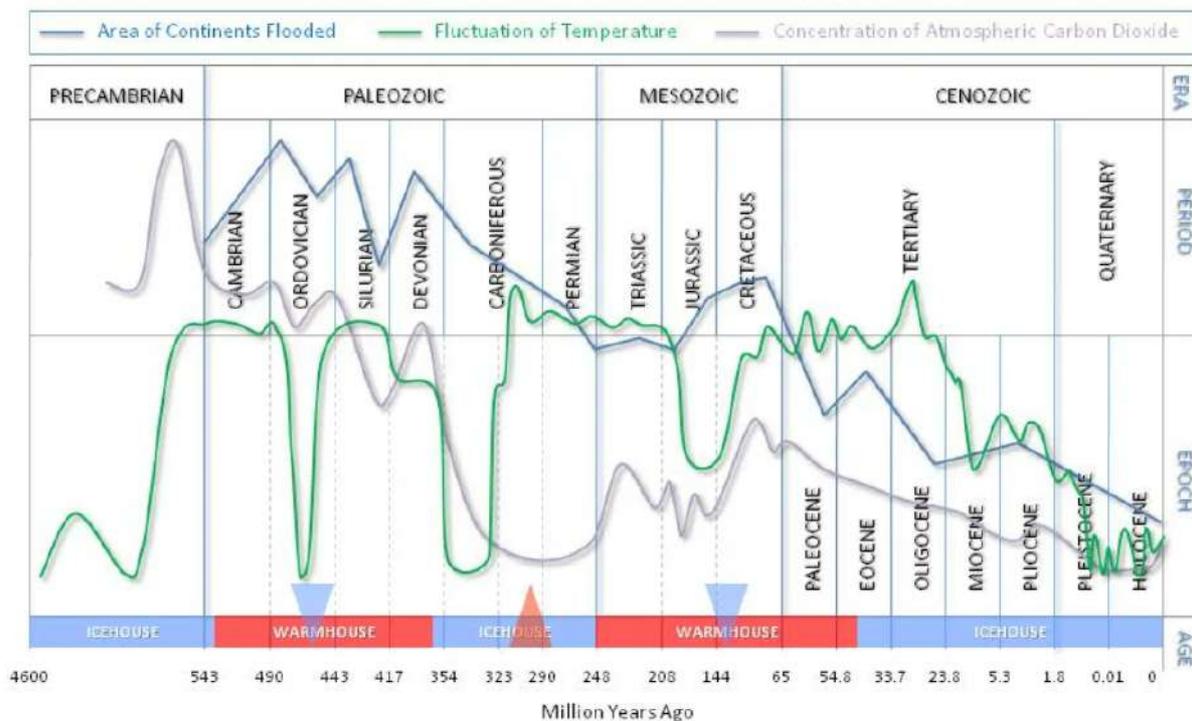
Зеленая кривая характеризует поведение средней температуры на протяжении геологической истории Земли.

На кривых видны очевидные совпадения падения содержания углекислого газа (увеличения кислорода в атмосфере) с падениями температуры.

На протяжении мезозоя/первой половины кайнозоя температура была достаточно стабильной. Климат в это время был жарким. Понижение в конце юры/начале мела температуры связано с большой эпохой угленакопления.

Потепление (зеленый пик *Tertiary*) связывают с поступлением в атмосферу повышенного количества углекислого газа за счет увеличения магматической деятельности. Этот пик называется *эоценовым термическим максимумом*.

Эоценовый термический максимум предшествовал на границе олигоцена/эоцена падению температуры.



16.2. Распределение глобальной температуры и концентрации углекислого газа в различные геологические периоды

16.2. Палеогеография МЗ-КЗ

Вспомним следующие хронологические события:

T₁ – Геократическая эпоха – суша в виде Пангеи, мало эпиконтинентальных шельфовых бассейнов.

J₂₋₃-K – Талассократическая эпоха – раскрытие Тетис и молодых океанов – усиление морских трансгрессий и возникновение обширных эпиконтинентальных

бассейнов в Лавразии. Небольшая регрессия в K_1nc (связана с усилением субдукции и серией фаз MZ складчатости в пределах Тихоокеанского кольца).

KZ – Геократическая эпоха – альпийская складчатость, все континенты приподняты.

Особенности циркуляции океанских вод в мезозое

Глобальное изменение климата:

PZ_2 , KZ_2 – криоэра – контрастный климат с холодными полюсами.

MZ – термоэра – выровненный климат, отсутствие бореального и тропического климатов современного типа.

Рассмотрим систему океанических течений, которые во время существования Пангеи (конец палеозоя), были организованы таким образом, что существовали экваториальные течения, которые разворачиваясь, уходили на север и юг, омывали Пангею и создавали контрастный, жаркий и сухой климат.

В мезозойское время в результате постепенного раскрытия ряда молодых океанов, циркуляция морских вод стала более равномерной, климат стал более выровненным. В это время из-за субэкваториальной циркуляции отмечается отсутствие типичных (для современности) бореального и тропического климатов.

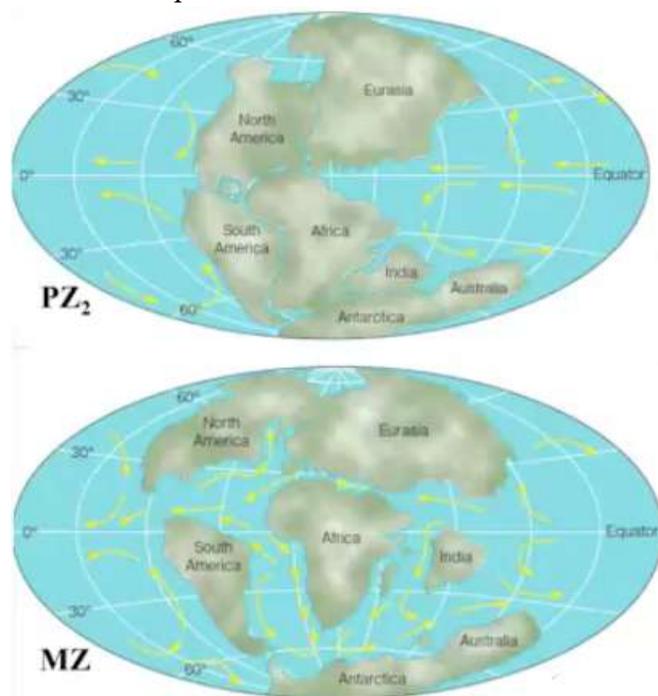


Рис. 16.3. Особенности циркуляции океанских вод в мезозое

Особенности развития климата в разные эпохи

Климат в раннем триасе

- T_{1-2} – жаркий аридный климат, господствующий ландшафт – саванны.
- T_3 – расширение пустынь, усиление испарения, эпоха накопления эвапоритов.

Крупный суперконтинент Пангея занимал огромную площадь и протягивался от южного до северного полюса. Тогда существовали только небольшие океанские заливы – остатки океана Палеотетис. Они были отделены от развивающегося молодого Тетиса.

Индикаторами климата прошлого являются:

- тиллиты – древние морены (индикаторы холодного сухого климата);
- друпстоуны (индикаторы холодного сухого климата);
- глендонит (минерал) (индикаторы холодного сухого климата);
- эвапориты (индикаторы жаркого сухого климата);
- соленосные образования (индикаторы жаркого сухого климата);
- угли (индикаторы влажного умеренного климата);
- пальмы, растительность (индикаторы влажного умеренного климата);
- коры выветривания – бокситы и т.д. (индикаторы влажного теплого климата).

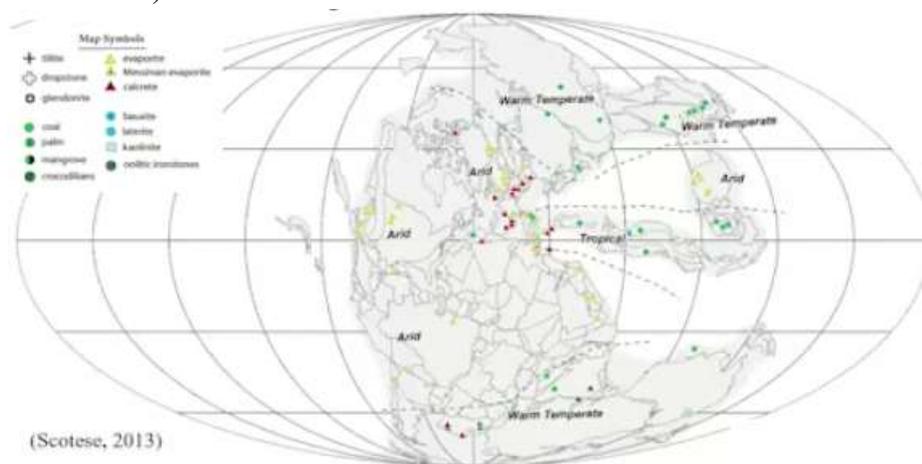


Рис. 16.4. Климат в раннем триасе

По сочетанию различных образований можно сделать вывод о том, что в триасовое время преобладал жаркий аридный климат, господствующими ландшафтами были саванны.

Распространение в небольшой степени кор выветривания можно наблюдать в окружении океанических пространств, где был развит влажный климат.

В позднем триасе произошло расширение пустынь и усиление испарения, что отразилось в широком развитии эвапоритового осадконакопления, который встречается практически на всех континентах.

Климат в раннем юрском периоде

- J_1-2 – в начале талассократической эпохи формируется гумидный контрастный климат;
- Эпоха угленакопления.

В юрскую эпоху значительно сузилась область эвапоритонакопления и концентрировалась в пределах молодых океанических впадин. Образования

наблюдались в пределах будущей Центральной Атлантики. В остальной части фиксировалось господство угленосного осадконакопления. Все это свидетельствует о том, что в это время преобладал гумидный контрастный климат (влажные леса и др.).

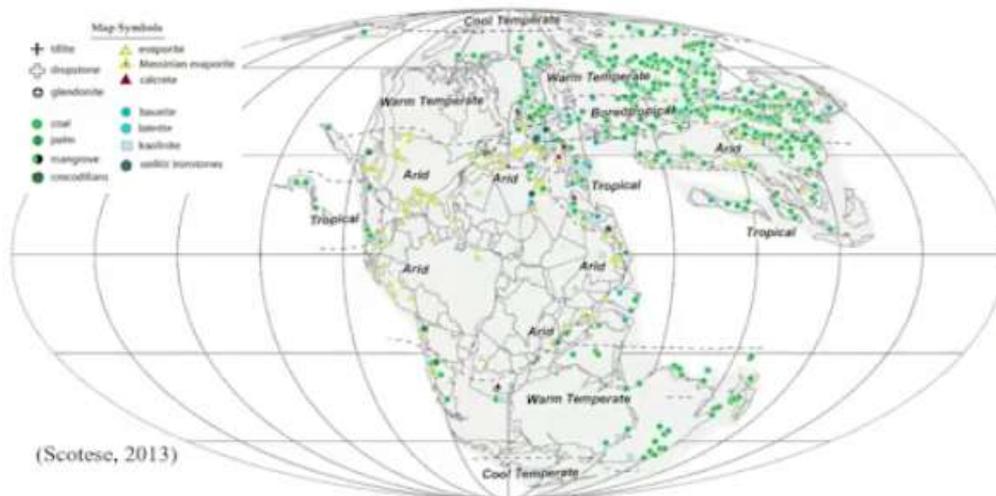


Рис. 16.5. Климат в ранней юре

Климат в поздней юре – раннем мелу

- J_3-K_1 – аридизация климата.
- K_2 – талассократия и новое расширение зон гумидного климата и значительное потепление; расширение областей глубоководного осадконакопления; многочисленные ОАЕ.

Области эвапоритонакопления расширялись. Это связано с раскрытием молодых океанических бассейнов, на месте которых формировались обширные лагуны с соленакоплением. В более высоких широтах наблюдались гумидные, теплые обстановки.

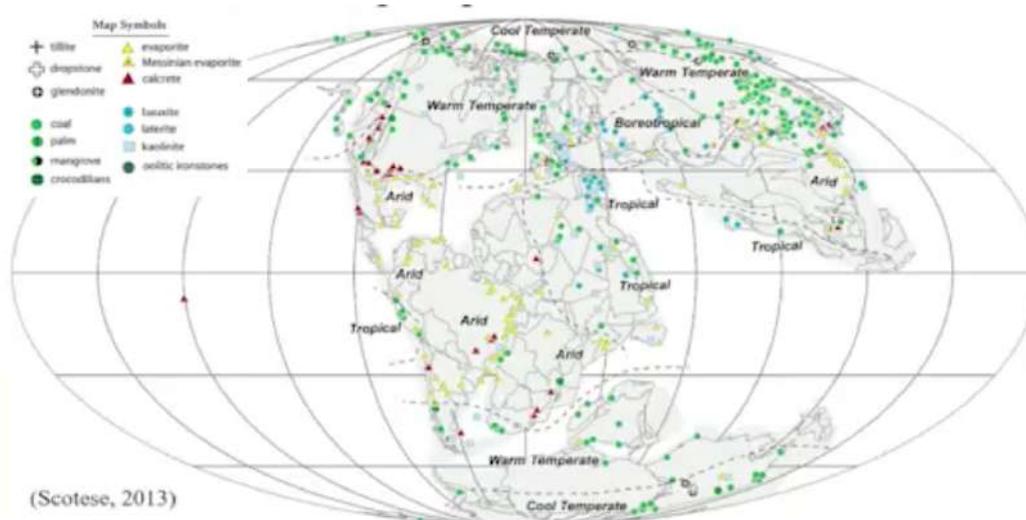


Рис. 16.6. Климат в поздней юре – раннем мелу

Климат в эоцене

- Большая часть Pg – жаркий влажный климат, расширение областей карбонатакопления.
- Аридный климат – в центральной Азии, Северной Африке (юг США, Мексика).



Рис. 16.7. Климат в раннем эоцене

Конец Pg_3 – сужение климатических зон, возникновение зоны умеренно-холодного климата (начало современной гляциоэры), начало покровного оледенения в Антарктиде (34 млн лет).

Начало антарктической гляциоэры

Начало *гляциоэры* произошло в олигоцене (35 млн лет).

Одной из главных причин считают перестройку глобальной системы морских течений, вызванную дрейфом континентов (раскрытие пролива Дрейка, появление кругового течения вокруг Антарктиды), что затруднило теплообмен между полярными и экваториальными бассейнами. Охлаждение вод Мирового океана произошло за 100 тыс. лет.

Раскрытие Северной Атлантики и прорастание СОХ в Арктику приводит к падению уровня моря до отметки -400 м и общей регрессии.

На графике (рис. 16.8) видны достаточно резкие изменения температуры и климата на поверхности Земли. В левой части тренда показан *эоценовый оптимум*. В конце эоцена – начале олигодена произошло резкое падение температуры – начало оледенения в Антарктиде. На протяжении практически всего олигодена происходило похолодание. На период конец олигодена/миоцен началось потепление климата, произошло таяние Антарктического щита (сократился на 2/3 объема). С конца миоцена произошло следующее похолодание климата.

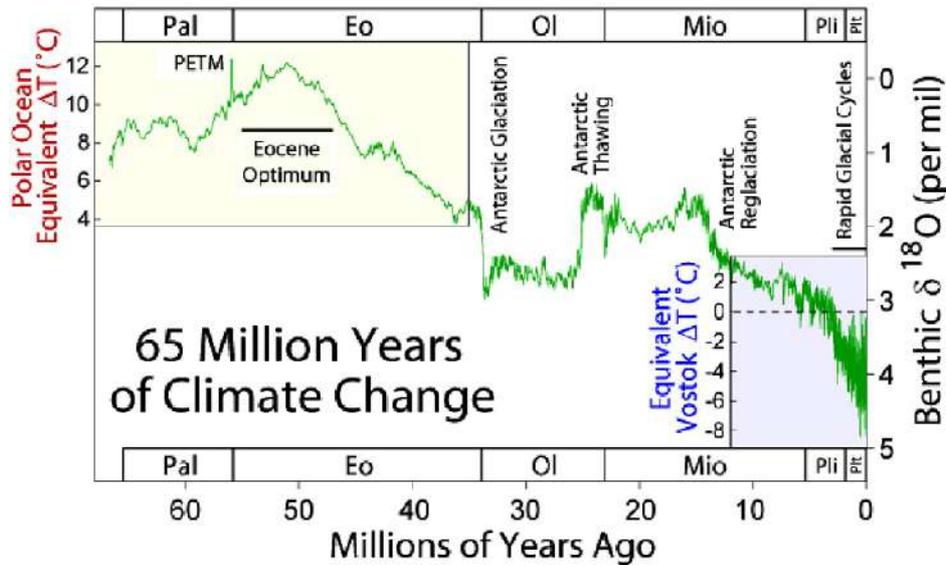


Рис. 16.8. Тренд изменения температуры кайнозоя в Антарктиде

Другая причина оледенения – резкое уменьшение содержания CO_2 в атмосфере, что связано с:

- массовым захоронением органического вещества в эоцене; Интенсивным химическим выветриванием силикатов в теплом эоценовом климате;
- началом альпийской складчатости, приведшем к значительному увеличению площади рыхлых осадков и их насыщению пресной водой с растворенным CO_2
- в течение позднего кайнозоя можно наметить три главных ледниковых максимума: в олигоцене, в конце миоцена и в конце плиоцена – квартере.

Климат в миоцене

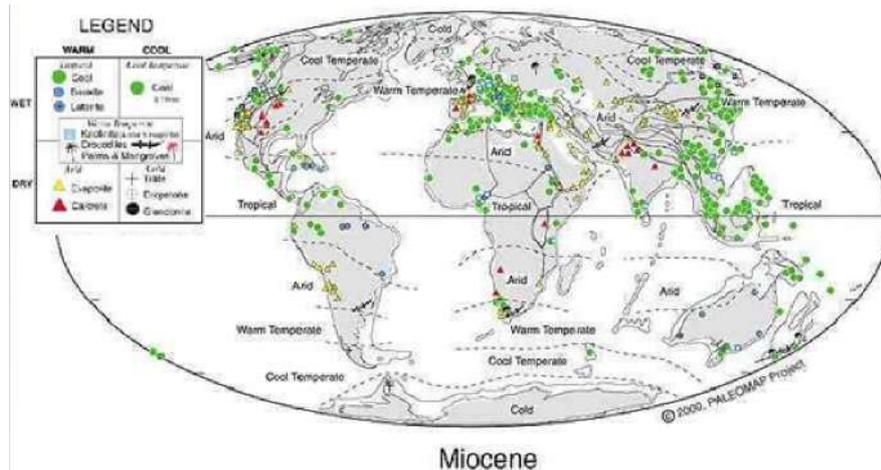


Рис. 16.9. Климат в миоцене

В миоцене произошло усиление контрастности, континентальности и сезонности климата, широкое распространение эвапоритовых и угленосных отложений. Аридная зона сузилась. Также в миоцене продолжается интенсивный рост горно-складчатых сооружений.

Для этого периода характерно несколько фаз покровного оледенения в Антарктиде и развитие покровного оледенения в Северном полушарии. Пульсации ледникового покрова связывают с крупными астрономическими циклами (эксцентриситета). В пределах Арктики появляются морские и шельфовые льды. А также начинается горное оледенение в Андах (7-5 млн лет).

Четвертичный период (квартер)

Геократическая эпоха

- Альпийская складчатость по периферии Тихого океана.
- Окончательное закрытие Паратетис, развитие остаточных морей – Средиземного, Черного, Каспийского, Аральского. Чередование оледенений (усиление эрозии, формирование шельфов) и межледниковий (усиление аккумуляции).
- Максимум оледенения – средний плейстоцен. Мощность льда в Северном полушарии до 3 км. Ледниковый рельеф равнин (камы, друмлины, озы и т.д.). Колебания уровня моря (не менее 120 м).
- Формирование морей как результат гляциоэвстатики – Балтийское море, Белое море.
- Образование вечной мерзлоты.
- Образование лессов.

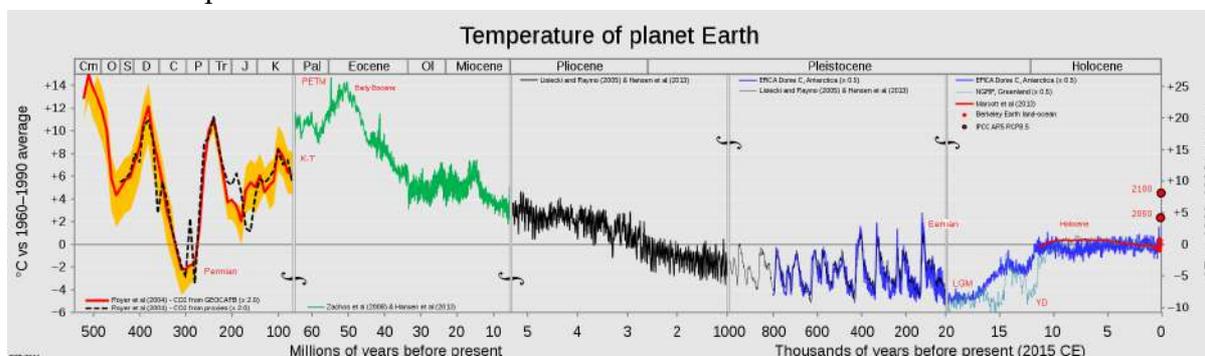


Рис. 16.10. Тренд температур Фанерозойского оледенения

Центрами оледенений были Балтийский и Канадский щиты. Ледниковые покровы в Азии, Европе, Северной Америке 20-30 тыс. лет назад – начало таяния ледников. Остатки в Скандинавии исчезли 9 тыс. лет назад.

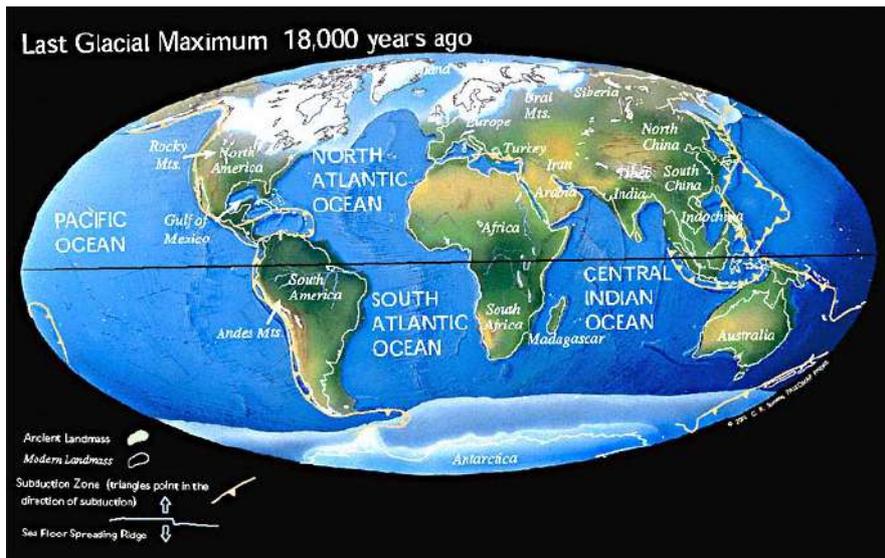


Рис. 16.11. Центры развития оледенений в конце плейстоцена

На рисунке 16.12 показано, насколько широко было развито четвертичное оледенение.

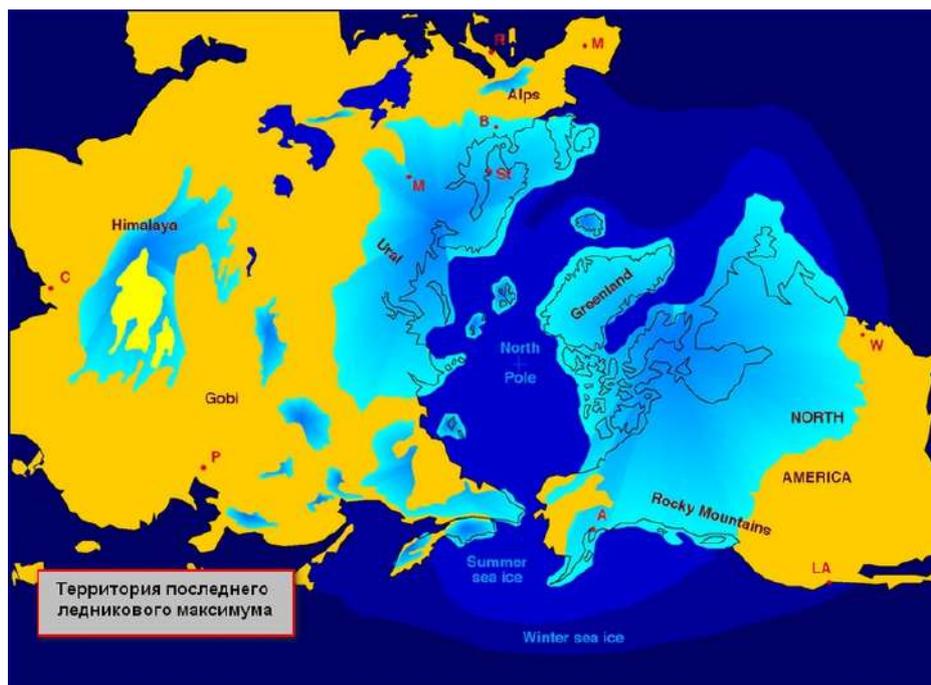


Рис. 16.12. Распространение льдов в Евразии

Лекция 17. Развитие органического мира Земли

17.1. Предисловие

Бактерии в метеоритах

Органические молекулы и следы их жизни встречаются в метеоритах, которые попали на нашу планету из космоса, как обломки. На фотографии (рис. 17.1) изображен метеорит, в котором были обнаружены нитчатые структуры, напоминающие по своему строению примитивные бактерии. Ученые склоняются к тому, что подобные образования могли формироваться в космосе. Такие структуры анализируются с помощью изотопного анализа (соотношения изотопов углерода). Из этих исследований возникла первая гипотеза зарождения жизни на нашей планете – это гипотеза панспермии («споры жизни»): жизнь на планету занесена из космоса.



Рис. 17.1. Углистый хондрит



Рис. 17.2. Цианобактерии *Microcoleus chthonoplastes* (фото Л. Герасименко)

17.2. Развитие жизни в докембрии

В настоящее время в метеоритах обнаружены аминокислоты, сахара, азотистые основания, жирные кислоты и другие углеродные соединения.

Сероводород, ацетилен, аммиак, цианамид, гликольальдегид, ионы меди, цианида и фосфата являются предшественниками органического синтеза и могут образоваться в космосе.

Дальнейший синтез органических молекул и РНК является химическим процессом. Они имели функции носителей генетической информации и белков-катализаторов, были способны к репликации, мутировали и подвергались отбору.

«Первичный бульон» – сообщество первичных молекул на древней Земле, которые формировались в небольших сильно нагретых водоемах. Они были подвержены различным преобразованиям со стороны ультрафиолетового излучения и других химических процессов. Из этих элементов могла формироваться первая примитивная жизнь.

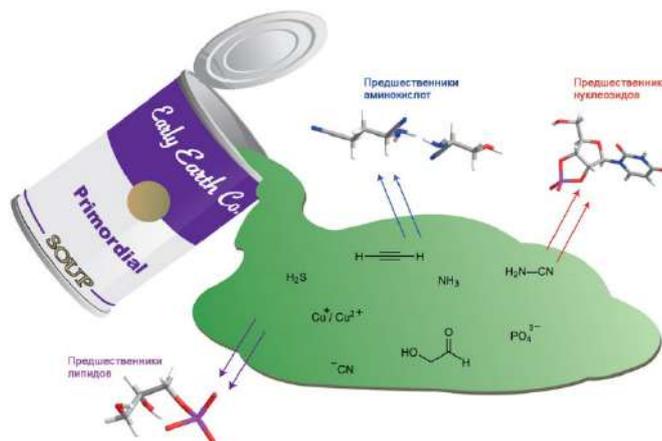


Рис. 17.3. Предшественники органического синтеза

Филогения живых организмов

На рисунке 17.4 приведена схема современной филогении живых организмов. Первыми организмами являлись прокариоты (бактерии) и археи.

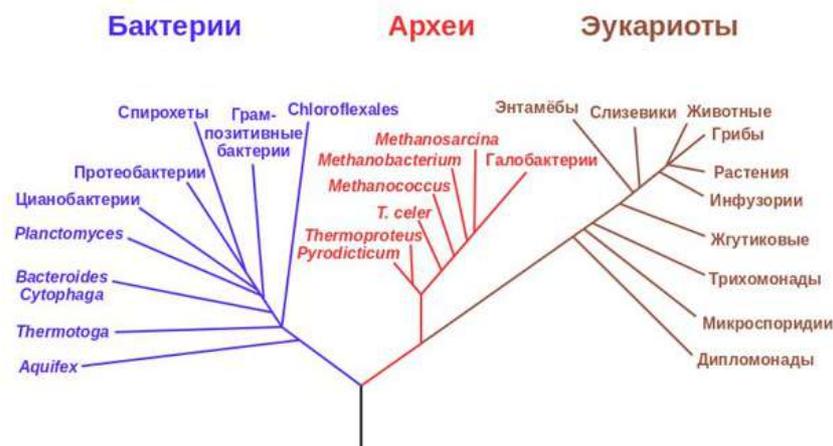


Рис. 17.4. Филогенетическое древо, построенное на основании анализа РНК, показывает раннее разделение и появление бактерий, архей и эукариот (Kouprjanov A. по Eric Gaba)

Археи существуют и сейчас – в самых экстремальных условиях.

Археи (экстремофилы):

- *метаногены*: синтез метана (метаногенез), $T \text{ } ^\circ\text{C}$ 15-98. Обитают в пресноводных и морских условиях.
- *экстремальные галофиты*: фотосинтезируют и обитают в пересыщенных рассолах (NaCl более 10%)
- *экстремальные термофилы*: окисляют серу в серную кислоты, сульфиды железа в окись железа, ОВ до CO_2 , $T \text{ } ^\circ\text{C}$ 80 – 370 и обитают в гидротермальных источниках.



Рис. 17.5. *Halobacterium*

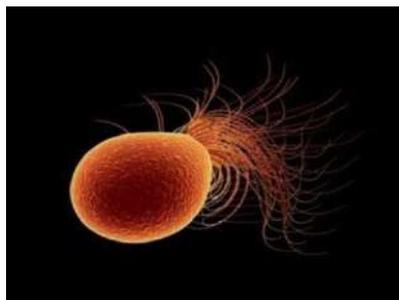


Рис. 17.6. *Pyrococcus*

Следы подобных организмов и бактерий находятся в древних образованиях на Земле (3.8-3.5 млрд л.). Известны различные нитчатые (рис. 17.7, 17.8) образования, состоящие из сегментов. Такие образования лучше всего сохраняются в кремнистых породах.

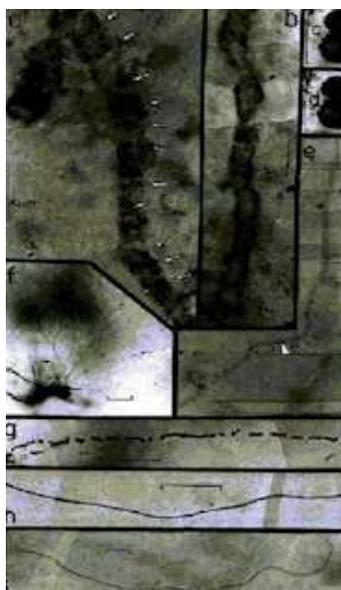


Рис. 17.7. Остатки бактерий и цианобионтов (3.5 млрд лет; серия Варравуна, Австралия)

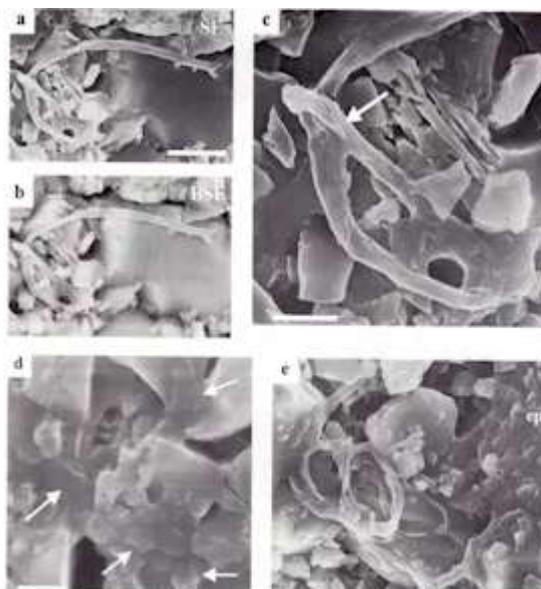


Рис. 17.8. Скрученные нитчатые и окремненные коккоидные бактерии (3.5-3.3 млрд лет; Серия Онвервахт, Южная Африка)

Цианобактерии

На рисунке 17.9 показаны нитчатые структуры (~800 млн лет, рифейские образования), которые напоминают современных цианобактерий – это были цианобактерии-фотосинтетики выделяющие кислород. Их появление связано с потребностью в новых источниках энергии.

Хронология событий:

- 3,7 млрд лет назад – появились строматолиты (бочонкообразные постройки, сформированные из слоев цианобактерий, осаждающих материал) ;

- 2,4 млрд лет назад – цианобионты совершили «кислородную революцию» (Гуронское оледенение);
- 1 млрд лет назад – резкое сокращение разнообразия. Причина: рост O_2 в атмосфере;
- 850 млн лет назад – начало сокращения разнообразия, Лапландское оледенение.

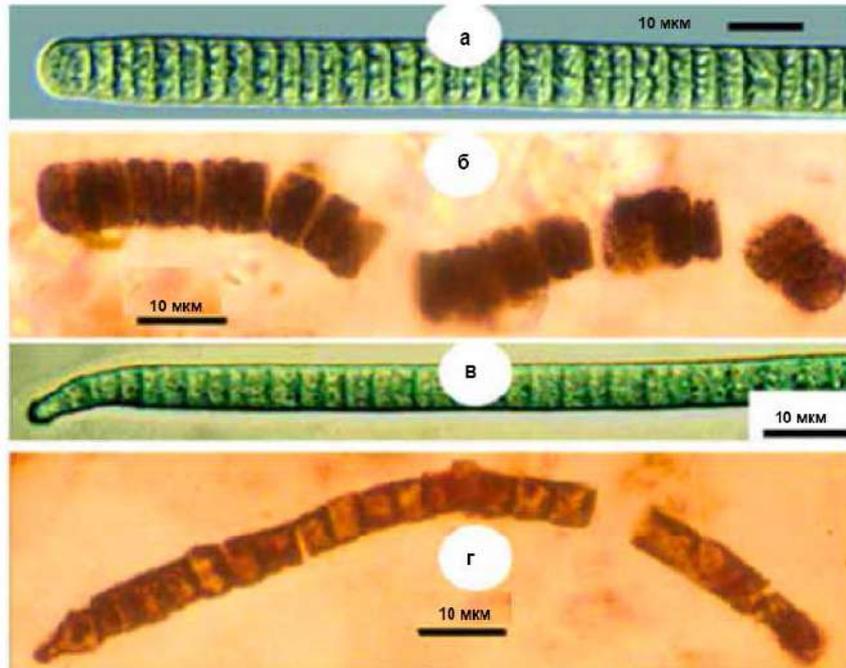


Рис. 17.9. а-б – современные *Oscillatoria*; ископаемые: в – *Oscillatorioropsis breviconvexa*, г – *Cephalophytarion grande*, 800 Ма, Бумпер-Спринге, Австралия (*Ecology of Cyanobacteria II*, 2012)

На схеме (рис. 17.10) показан тренд: первый кризис (2,4 млрд лет назад), который четко совпадает с началом крупного Гуронского оледенения. Далее уровень кислорода падает в силу того, что происходит вымирание цианобионтов – главных продуцентов кислорода. Кроме того, в то время кислород активно расходуется на окисление пород земной поверхности (первичной континентальной земной коры), которая в те времена содержала много железа. После падения уровня кислорода количество парниковых газов увеличиваться. Ледниковый щит быстро исчезает и заканчивается Гуронское оледенение. В конце протерозоя начинается новое глобальное оледенение.

На протяжении практически всего архея жизнь была прокариотной (организмы, не имеющие ядра и специфических органелл). По мере увеличения кислорода в атмосфере у жизни появилась возможность для более сложной организации (формирование ядра). Это требовало больших энергетических затрат.

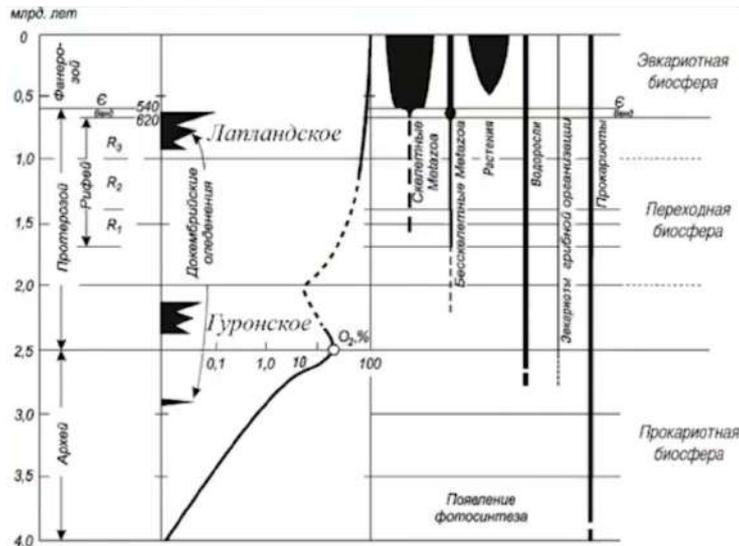


Рис. 17.10. Тренд изменения количества кислорода в атмосфере

Следы жизнедеятельности цианобактерий выглядят как слоистая постройка (рис. 17.12). Для примера приведены формации *исуа* и из *Woolly Dolomite*. Несмотря на то, что образования занимают разное месторасположение, они одновозрастные и похожи по строению.



Рис. 17.11. Гора Иссуа (1240 м)

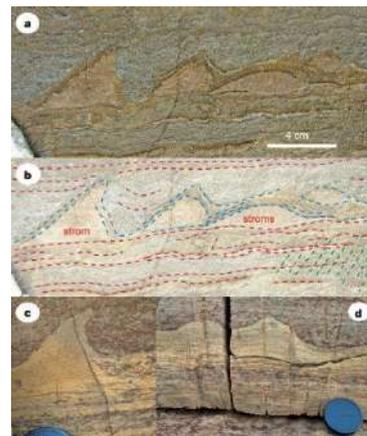


Рис. 17.12. А – строматолиты(?) Исуа. В – их интерпретация: пунктир: голубой доломиты, красный кварцито-доломиты зеленый - тектонизация, С-Д – строматолиты из *Woolly Dolomite*, в 3. Австралии ~2,7-2,4 Ga имеют похожую морфологию

Слоистое строение показано на рисунке 17.13. На фотографии (рис. 17.14) показаны современные строматолиты, которые не так широко распространены.



Рис. 17.13. Строматолиты (2 млрд. лет), серия Ганфлинт, Северная Америка



Рис. 17.14. Строматолиты, Hamlin Basin, Западная Австралия (Scholle et al., 1983; Brasier, 2014)

Прокариоты и эукариоты

Из курса биологии известно, что эукариоты от прокариотов отличаются наличием внутреннего ядра (рис. 17.15), внутри которого содержится генетическая информация, а вокруг ядра находятся различные органеллы, обеспечивающие жизнь клетки (митохондрии, поставляющие энергию клеткам; рибосомы и т.д.).

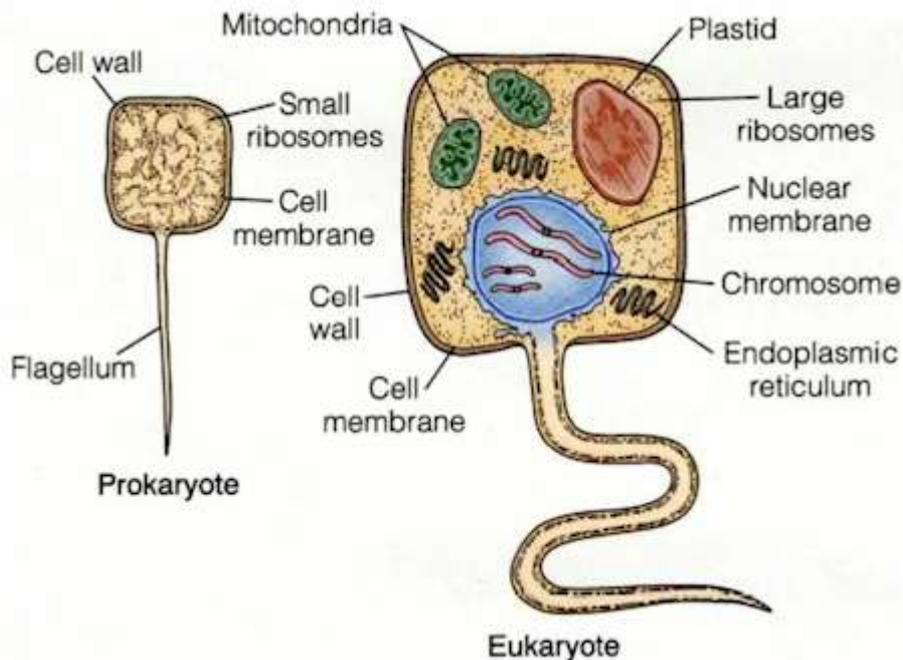


Рис. 17.15. Прокариоты и эукариоты

Гипотезы эукариотизации

Существует несколько гипотез возникновения клеток эукариотов. Все гипотезы исходят из одного предположения, выдвинутого в начале 20 века А.С. Фоминицыным и

Мережковским Д.С., о захвате прокариотными клетками других клеток, например, бактерий.

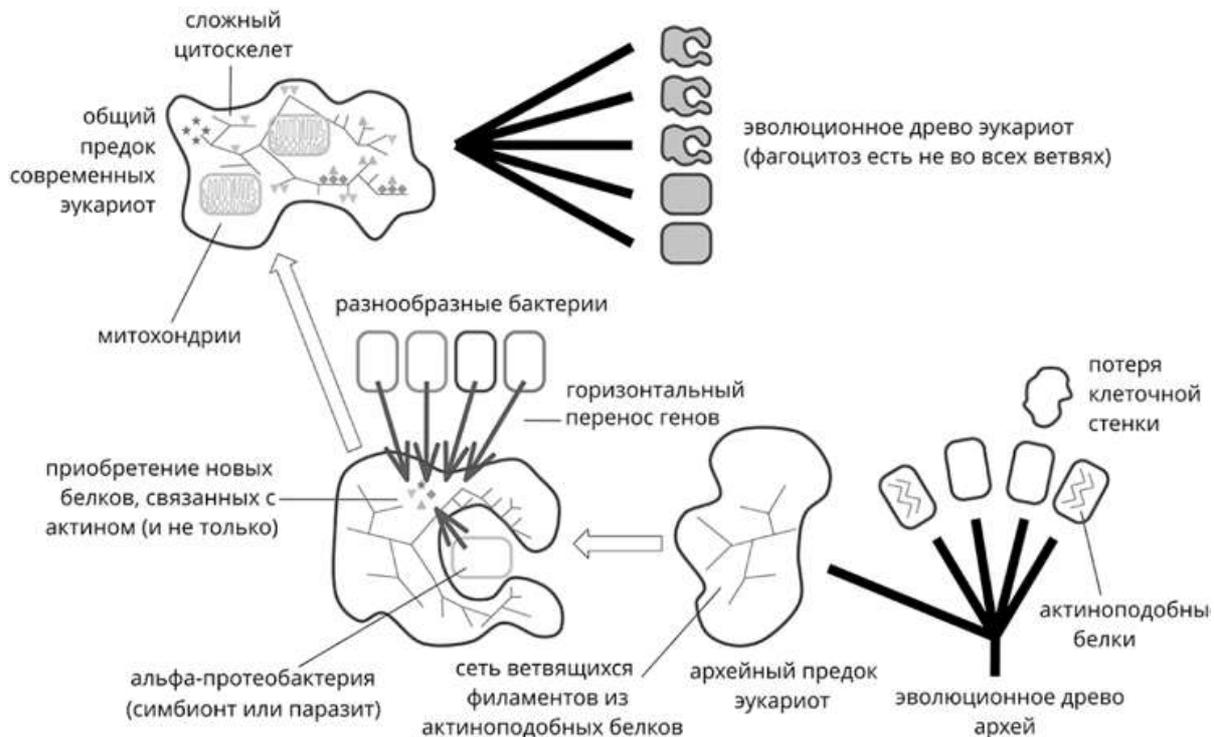


Рис. 17.16. «Кунинский сценарий» происхождения эукариот

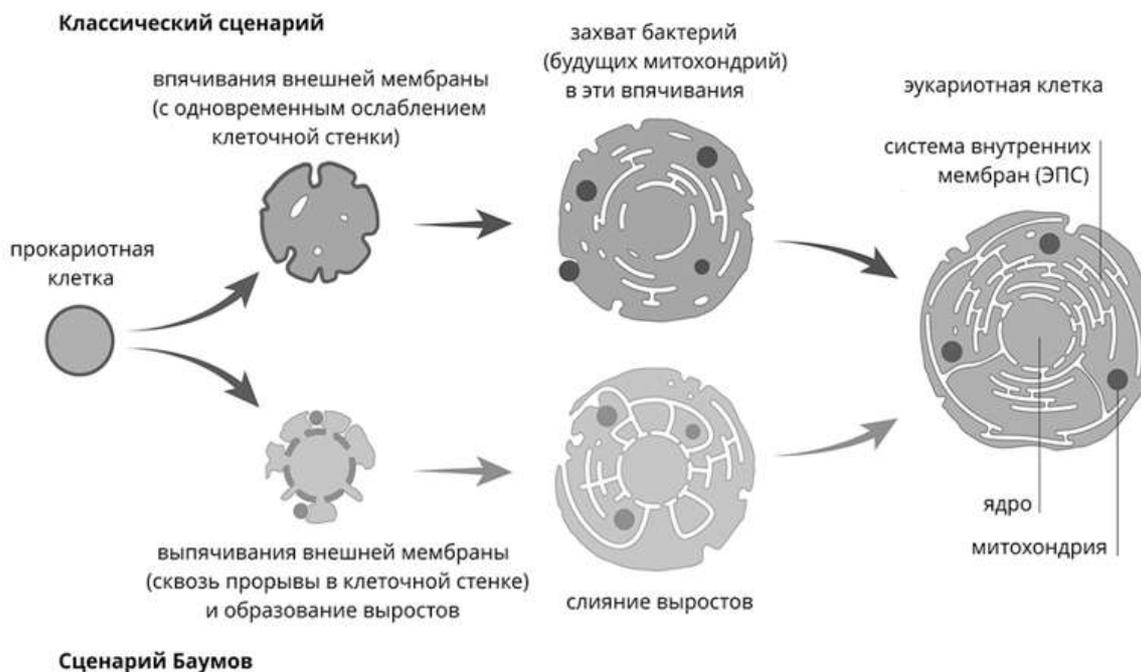


Рис. 17.17. Сценарий Баумов в сопоставлении с классической гипотезой

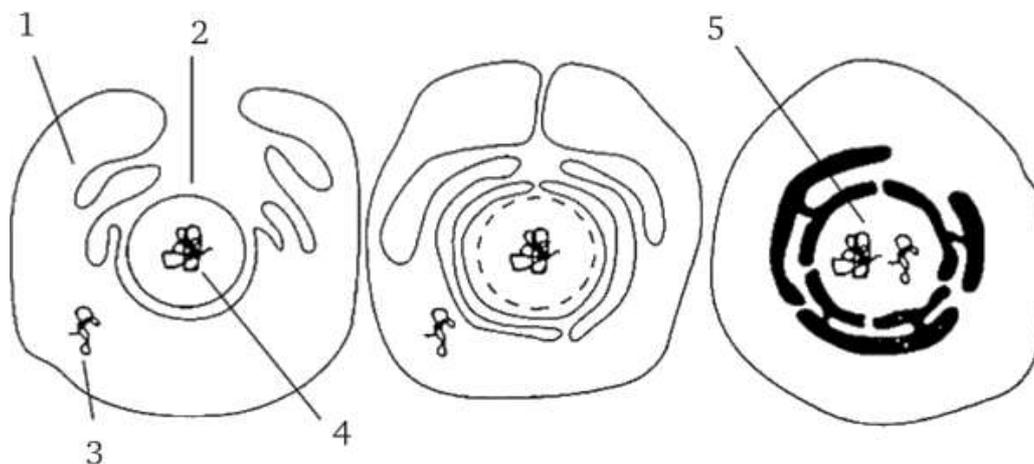


Рис. 17.18. Гипотетическая схема симбиотического происхождения ядра эукариотической клетки: 1 — древняя эубактерия; 2 — древняя архебактерия; 3, 4 — молекулы ДНК эу- и архебактерии; 5 — ядро и объединенный геном первичного эукариота

Появление эукариот из прокариот согласна гипотезе симбиогенеза.

Положения гипотезы симбиогенеза:

1. Хищные амeboидные протисты (анаэробные гетеротрофы, археи) захватывали бактерию, поглощали и получали энергию бескислородным сбраживанием высокомолекулярных углеводов.

2. Оксифильные альфа-протеобактерии (аэробные гетеротрофы – эубактерии) осуществляли кислородное окисление низкомолекулярных углеводов – конечных продуктов брожения и давших начало митохондриям.

3. Анаэробные автотрофы – фотосинтетики (цианобактерии) дали начало хлоропластам.

4. Спирохетоподобные бактерии дали начало жгутикам и ресничкам

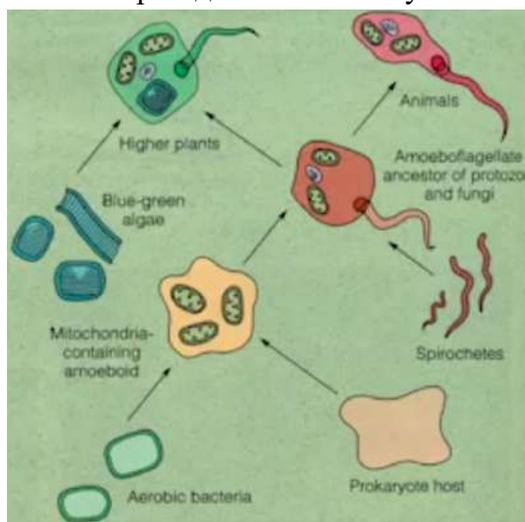


Рис. 17.19. Гипотеза симбиогенеза. А.С.Фоминицын - К.С.Мережковский - Л.Маргулис

Древнейшие эукариоты PR

На рисунке 17.20 приведена реконструкция древнейших эукариотов. В начале раннего протерозоя они были похожи на примитивные грибы. На фотографии (рис. 17.21) показана одна из древнейших найденных водорослей (2.1 млрд лет назад).

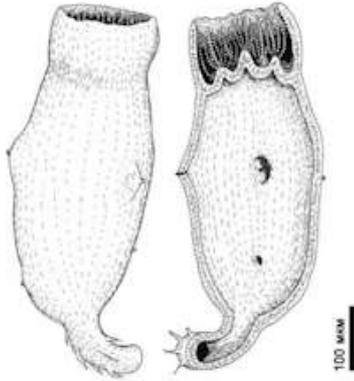


Рис. 17.20. *Diskagma buttonii* древнейший эукариот PR₁ (2,2 Ga), напоминающий гломеромицет примитивных грибов, симбионтов цианобактерий

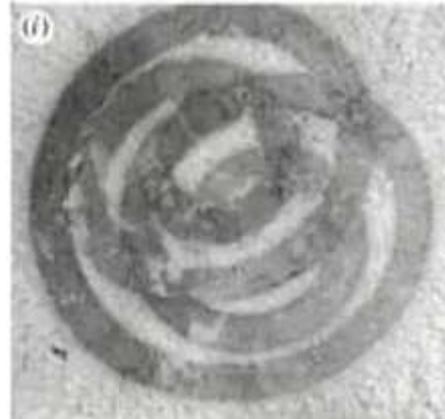


Рис. 17.21. *Grypania spiralis* – эукариотная нитчатая водоросль PR, (2,1 Ga), Gaoyuzhuang Formation, Куньинь (Knoll et al., 2006)

Одноклеточные эукариоты позднего докембрия

Одними из первых эукариотов являются акритархи (рис. 17.22). По мнению некоторых ученых они напоминают споры грибов. Кроме того, одни ученые считают, что акритархи – это самостоятельная форма жизни, другие так не считают.

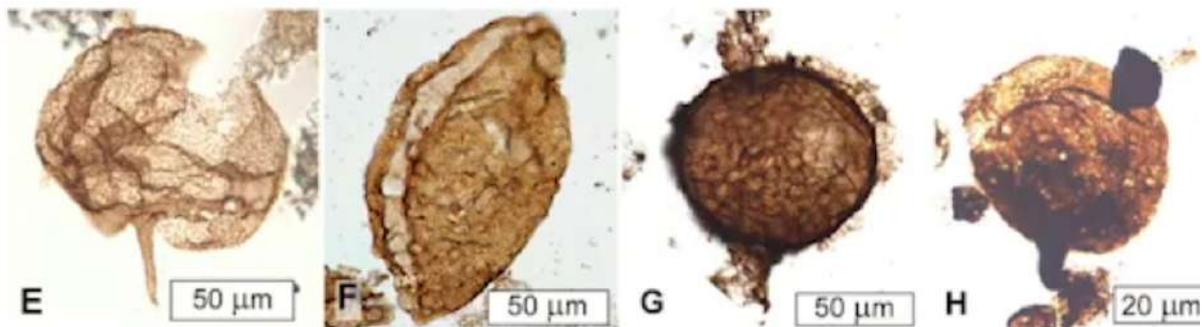


Рис. 17.22. Акритархи

На фотографии (рис. 17.23) показаны современные акритархи, имеющие округлую форму с выростами. Они обитают в морских условиях.

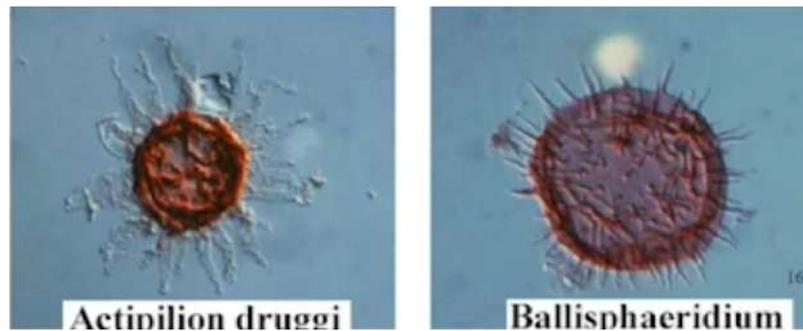


Рис. 17.23. Акритархи

Появление многоклеточных (Metazoa)

Примерно 1.7 млрд лет назад еще нет следов жизни многоклеточных, однако были обнаружены первые находки микроскопических колоний *Horodyskia*, до 20-30 см длиной возрастом 1.5 млрд лет (рис. 17.24). Ученым удалось сделать многочисленные находки многоклеточных возрастом 700 млн лет. Существуют массовые остатки организмов возрастом с 620 млн лет назад – это сопряжено с эпохой лапландских оледенений.

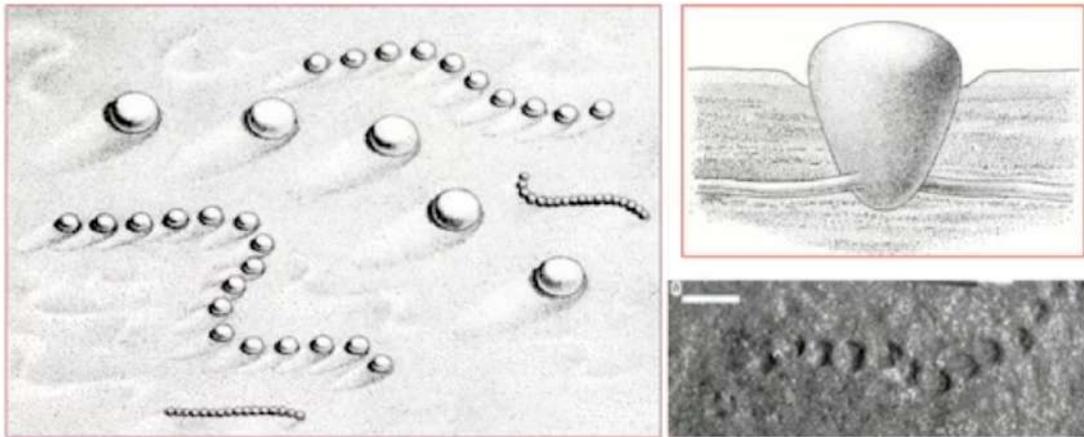


Рис. 17.24. *Horodyskia moniliformis*, 1,5 Ga, Bangemall Group, Западная Австралия (Knoll et al., 2006). Конические зоиды прикреплены к общему столону

Вендские многоклеточные

Следующий виток жизни в докембрии приходится на вендское время. Примерно 630 млн лет назад – 580 млн лет назад организмы получили наиболее широкое распространение (к завершению Лапландского оледенения). Организмы имели симметрию, отличную от фанерозойских групп. У большинства форм не было ротовых придатков, структур для сбора пищи, а также отсутствовала пищеварительная система – питание, выделение и дыхание которых происходило за счет диффузии через поверхность тела. В ту эпоху преобладал неподвижный бентосный или планктонный образ жизни.

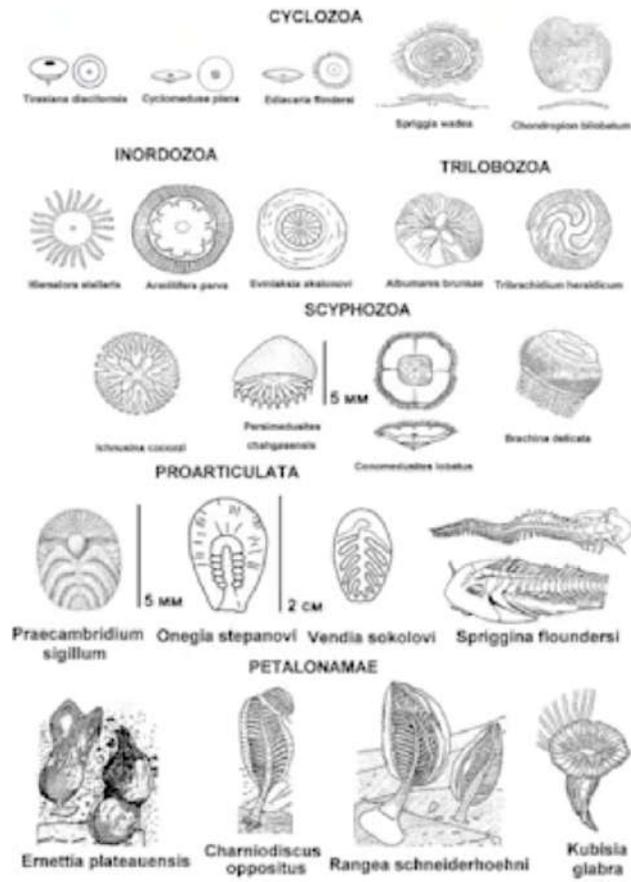


Рис. 17.25. Вендские многоклеточные

На рисунке 17.25 представлены реконструкции вендских многоклеточных, а на фотографии (рис. 17.26) показаны отпечатки настоящих вендских многоклеточных.



Рис. 17.26. Вендские многоклеточные

Главной сложностью изучения таких организмов являлось то, что они были бесскелетные. Побережье Белого моря богато такими отпечатками. Поэтому фауна получила название беломорско-эдиакарской. На рисунке 17.26 показана реконструкция беломорско-эдиакарской биоты.



Рис. 17.26. Реконструкция беломорско-эдиакарской биоты

Появление подвижных Metazoa

Одной из следующих вех в эволюции многоклеточной жизни является появление подвижных многоклеточных, в том числе *Kimberella quadrata* – первый достоверный многоклеточный подвижный организм, до 15 см длиной. Она, возможно, имела зачатки радулы и питалась соскабливанием. Существовала примерно $558-555,3 \pm 0,3$ млн лет назад. Также примерно 550 млн лет назад появилась *Spriggina*.



Рис. 17.27. Реконструкция Kimberella



Рис. 17.28. Spriggina

Следующим шагом в развитии многоклеточных является не только способность к передвижению и хищность, но появление скелета. Первый скелет появляется у мелко-раковинной фауны в докембрии. Массовое появление наружного скелета начинается на границе венда/кембрия. Это дало название всему геологическому периоду: *фанерозой* – эра явной жизни. На графике (рис. 17.29) показан рост разнообразия семейств жизни в сравнении с докембрием. Кроме того, стоит отметить увеличение следов жизни в кембрии. Порода после-кембрийского времени богаты следами организмов.

Повышение температуры воды дало возможность строить минеральный скелет как следствие детоксикации в условиях тепловодных местообитаний.

Появление «активного хищника» (предок хордовых типа кембрийской *Pikaia* – 530 млн лет назад) заставило «одеться броней» или зарываться в грунт.

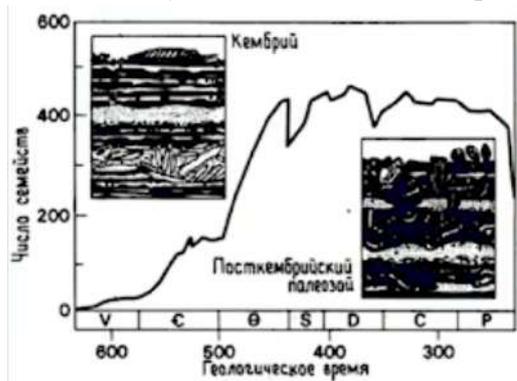


Рис. 17.29. График роста разнообразия семейств



Рис. 17.30. *Pikaia gracilens*, Cm₂



Рис. 17.31. *Lapworthella*



Рис. 17.32. *Cambroclavus*

Хронология развития жизни в докембрии

4 млн лет назад – возникновение РНК из простых органических молекул под воздействием ультрафиолета

~3,9 млн лет назад – появление прокариотов, близких к бактериям. Они не имели оформленного ядра и специализированных органелл, в их цитоплазме располагаются макромолекулы ДНК носители генетической информации, и рибосомы, на которых происходит синтез белка, а энергия производится на цитоплазматической мембране

~2,7-2,4 млн лет назад – появление эукариотов: одноклеточные организмы усложнились за счет поглощения других прокариотов: аэробные бактерии превратились в митохондрии (энергетические станции кислородного дыхания); фотосинтетические бактерии осуществляли фотосинтез внутри клетки-хозяина и стали хлоропластами в клетках водорослей и растений.

2,4 млн лет назад – кислородная «революция» цианобактерий, повлекшая за собой великое вымирание метаногенов, для которых кислород был ядом

1,7-1,5 млн лет назад – появление многоклеточных

~ 560-540 млн лет назад – появление скелета и всех фанерозойских групп организмов, вымирание вендобионтов

«Кембрийский взрыв»

Кембрийский взрыв – одна из величайших загадок в истории развития жизни на Земле. Термин ввел Чарльз Уолкотт

Отложения находятся в сланцах Бёрджеса в Канадской части Скалистых гор.

Понадобилось:

- 2,5 млрд лет на развитие простейших клеток в более сложные эукариотные клетки;
- еще 700 млн лет – для возникновения первых многоклеточных организмов;
- всего 100 млн лет – на возникновение всего разнообразия многоклеточных животных.

С тех пор за более чем 500 млн лет на Земле не появилось ни одного нового типа (принципиально нового строения тела) животного.



Рис. 17.33. Сланцы Бёрджес (гора Маунт-Стивен в национальном парке Йохо, канадская часть Скалистых гор, Британская Колумбия), Ст₂



Рис. 17.34. Чарльз Дулитл Уолкотт (1850-1927)

17.3. Развитие жизни в палеозое

Не смотря на большое разнообразие новых организмов в сланцах Бёрджес – все они мало напоминали тех животных, которых мы знаем сейчас.

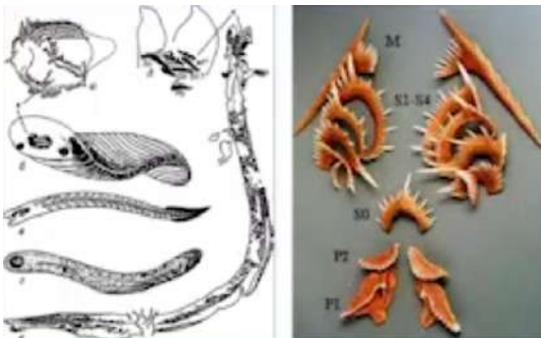


Рис. 17.35. Конодонтофораты (Є3-Т)



Рис. 17.36. Трилобиты (Є-Р)

В палеозое на протяжении кембрия (и далее) наблюдается возникновение разнообразия жизни (рис. 17.35, 17.36). Некоторые из этих форм жизни впоследствии вымирают в результате эволюции.

Формы жизни:

- конодонтофораты (бесскелетные) – C_3 - T ;
- Археоциаты C_{1-2} ;
- Фораминиферы, радиолярии;
- Граптолиты C - D_1 ;
- Трилобиты C - P ;
- Головоногие моллюски;
- Аммониты.

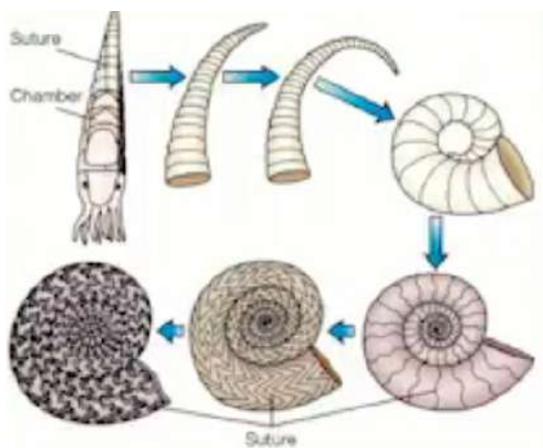


Рис. 17.37. Аммониты(C - Q)

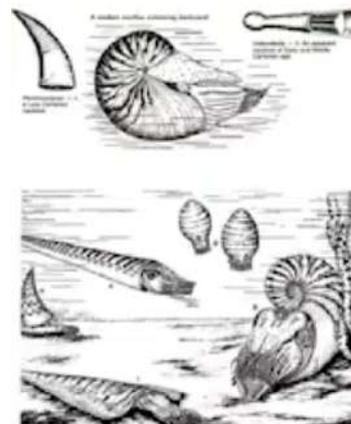


Рис. 17.38. Головоногие моллюски (D - K)

Все разнообразие существ в кембрийскую эпоху существовало в морях – наземных форм жизни тогда практически не было.

В конце кембрия появляются позвоночные бесчелюстные *Agnatha* (C_3 - Q). В силуре и девоне выделяется огромное многообразие рыб.

Самые разнообразные обитатели: пластинокожие (*Placodermi*) S_2 - D , которые имели внешний необычный скелет (голова и грудь покрыты панцирем). По мере роста они сбрасывали скелет.

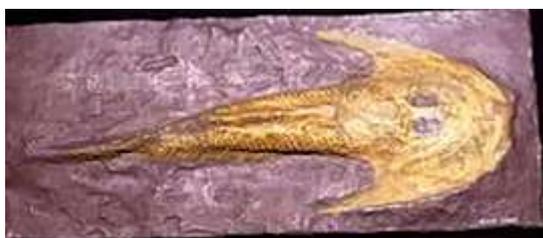


Рис. 17.39. Панцирные рыбы

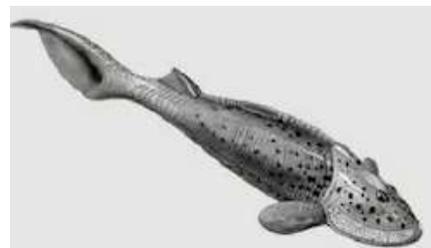


Рис. 17.40. Панцирные рыбы

В ордовике появляются хрящевые рыбы (O - Q) – предки современных акул.



Рис. 17.41. Хрящевые рыбы



Рис. 17.42. Пластина (зубная спираль)
хрящевой рыбы

С начала девонского времени появляются необычные классы рыб:

- Двоякодышащие (*Dipnoi*), D_2-Q ;
- Кистеперые (*Crossopterygii*), $D-Q$.

Главной особенностью этих классов рыб является то, что одни из них освоили двойное дыхание (жаберное и легочное дыхание), которое помогало им переживать периоды осушения мест обитания. В свою очередь, кистеперые рыбы приобрели возможность не только дышать, но и передвигаться по суше.



Рис. 17.43. D_2 (385 млн лет назад), кистеперая рыба *Panderichthys rhombolepis*.
Целые скелеты в чешуе обнаружены в 1970-х годах в Латвии («Вокруг света», №3,
2008)

В среднем девоне развивались благоприятные условия для выхода на сушу (D_2): климат становился жарким и аридным; временные водоемы пересыхали, и водным обитателям оставалось приспособиться к такой жизни.

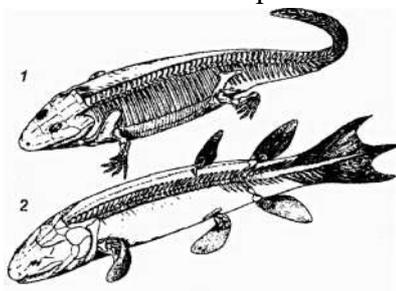


Рис. 17.44. Сравнение скелетов
кистеперых рыб и лабиринтодонтов

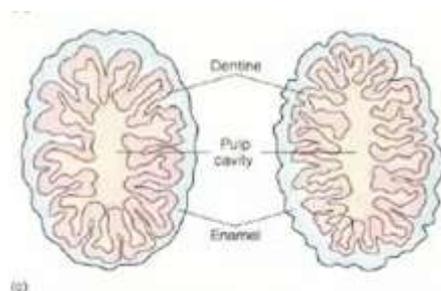


Рис. 17.45. Сравнение строения зубных
пластин

Первые амфибии (лабиринтодонты) эволюционировали из кистеперых рыб, имевших возможность выбираться на сушу.

Первые амфибии появились в позднем девоне и были похожи на рыбообразных существ с удлинненным хвостом и короткими лапами, расставленными по разные стороны от туловища (рис. 17.46). Они были небольшого размера.

Расцвет лабиринтодонтов пришелся на каменноугольный период. В это время они достигли размеров до полутора метров и населили прибрежные водоемы. В тот момент амфибии вели водно-прибрежный-наземный образ жизни.

Вне водоемов амфибии не могли размножаться, поэтому далеко от своего местообитания они не уходили.

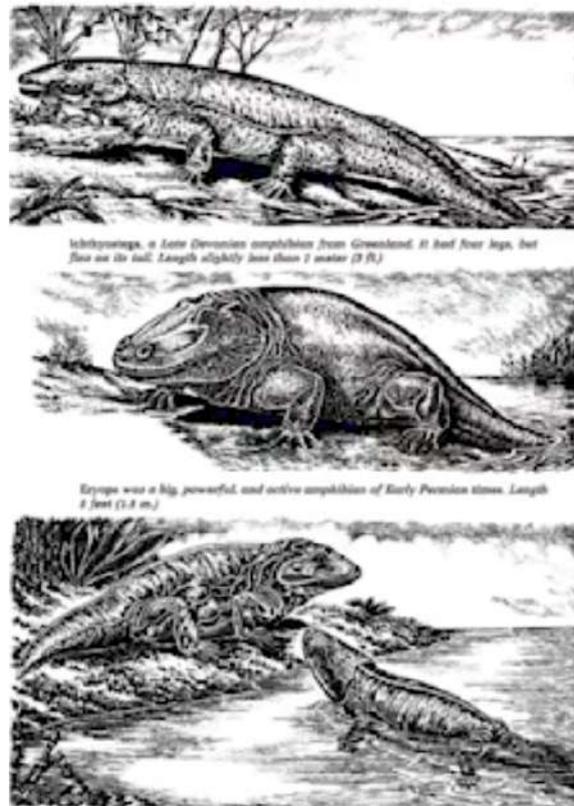


Рис. 17.46. Первые амфибии

Эволюция палеозойских рептилий (конец С)

В каменноугольном периоде произошло возникновение парарептилии: котилозавры и капториноморфы. Они развиваются на протяжении пермского периода и дают начало всем остальным формам жизни.

Главные преимущества появившихся рептилий:

- в условиях все сокращающихся водоемов (климат к концу палеозоя становится жарким и засушливым) важны те особенности, которые получили рептилии в тот момент, т.к. формируется крупный континент с

резко-континентальным климатом внутри. Эти особенности: плотный покров.

- рептилии могли помещать икру в скорлупу – начали размножаться яйцами.

Потомками котилозавров являются две независимые ветви рептилий:

- пеликозавры, от которых произошли терапсиды. Впоследствии они дали развитие всем млекопитающим;
- текодонтные рептилии, от которых впоследствии происходят динозавры и другие рептилии.

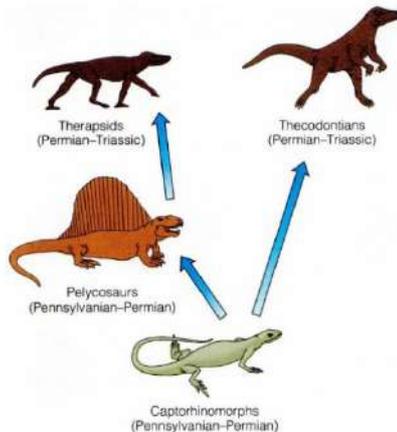


Рис. 17.47. Эволюция рептилий



Рис. 17.48. Парарептилии

Появление насекомых (PZ_2)

Хронология:

S_2-D_1 – эволюционная ветвь насекомых отделилась от ракообразных.

D_1 – появление первых насекомых (бескрылые: ногохвостки, бессяжковые).

Встречаются скорпионы, жившие еще в силуре, многоножки.

С насекомые «отращивают» крылья (поденки, стрекозы, тараканы и др.).



Рис. 17.49. Стрекоза *Meganeura* (C)



Рис. 17.50. *Arthropleura* (C)

Развитие растительности

На рисунке 17.51 показана реконструкция палеозойских палеопочв. В левой части схемы показана фотография палеопочв, в которой в конце ордовика находят следы жизнедеятельности: многоножек и членистоногих организмов, которые могли проделывать ходы. Эти ходы содержат в себе округлые образования, которые интерпретируются как споры грибов. Таким образом, предполагается, что первоначальную почву для освоения суши растениями создали сообщество грибов и предполагаемых первых членистоногих.

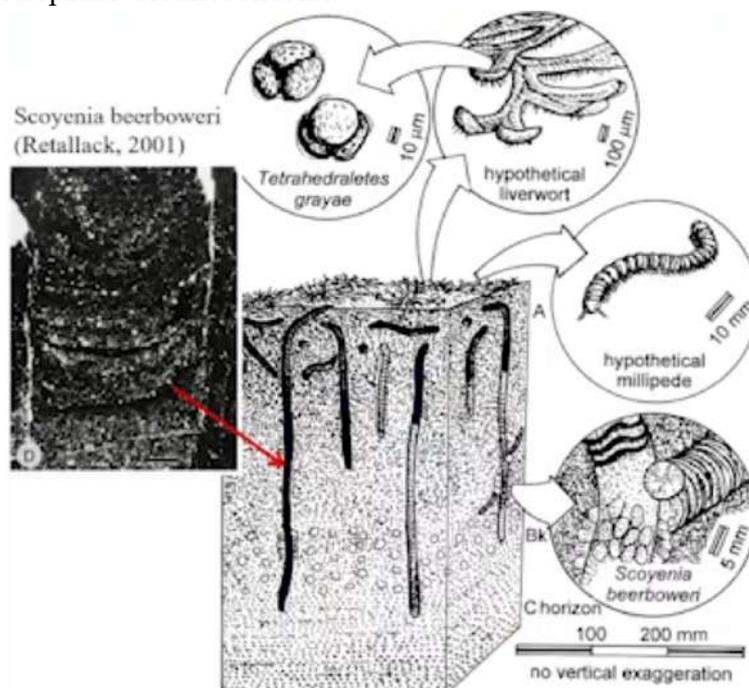


Рис. 17.51. Реконструкция почв Potters Mills из Центральной Пенсильвании (Retallack, 2003)

Первыми достоверными растениями, которые фиксируются в палеозое являются риниофиты. На рисунке 17.52 показана их реконструкция.

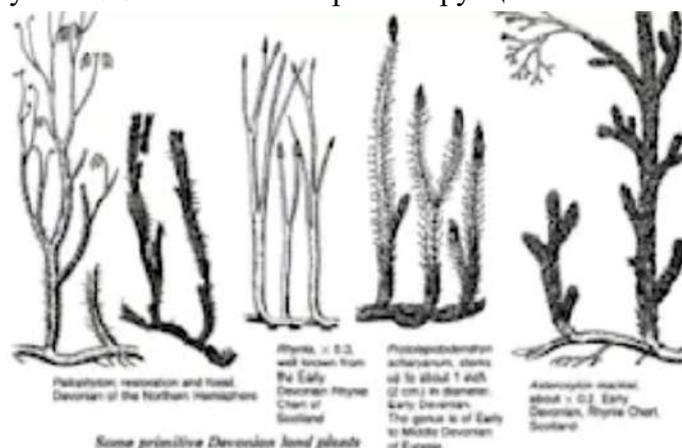


Рис. 17.52. Риниофиты Cooksonia

Флора позднего палеозоя

C_{2-3} – характерные представители флора папоротникообразных, носит название *палеофитной флоры*.

$P-T$ – вымирание папоротникообразной флоры, появление хвойных голосеменных настоящих папоротников, хвощевых растений. Это *мезофитная флора*.

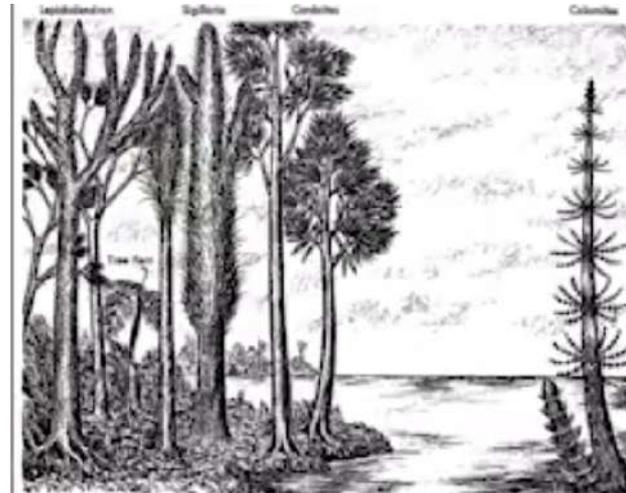


Рис. 17.53. Палеофитная флора

Рис. 17.54. Палеофитная флора

Постепенно флора осваивала прибрежные области.

На фотографиях (рис. 17.53 – 17.56) представлены основные представители палеофитной флоры: древние хвощи с развитой корневой системой, листопадная флора и семенные папоротники



Рис. 17.53. Annularia



Рис. 17.54. Alethopteris



Рис. 17.55. Sigillaria, Lepidodendron



Рис. 17.56. Neuropteris

Гондванская флора

Типичным представителем семенных папоротников являлись *Глоссоптериевые*.

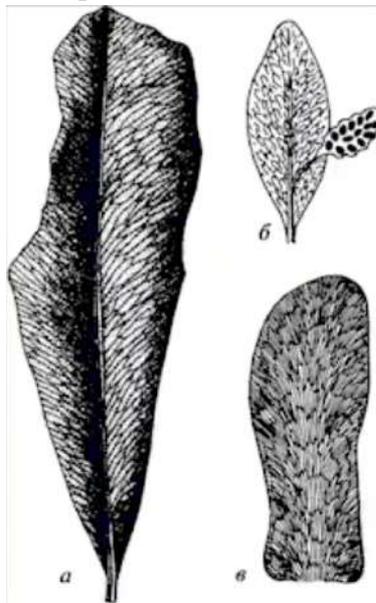


Рис. 17.57. Порядок Глоссоптериевые
(Glossopteridales), С-Т

a - *Glossopteris* (С-Т); *б* - лист *Glossopteris*,
несущий отросток с семенами *Ottokaria* (Р); *в* -
Gangamopteris (С-Р)



Рис. 17.58. Листопадная флора

Листопадная флора сыграла большую роль в палеотектонических реконструкциях. Находки глоссоптериевых были найдены в позднепалеозойских отложениях в пределах всех южных континентов. Именно эта находка позволила А. Вегенеру объединить все южные континенты в единый суперконтинент *Гондвана*.

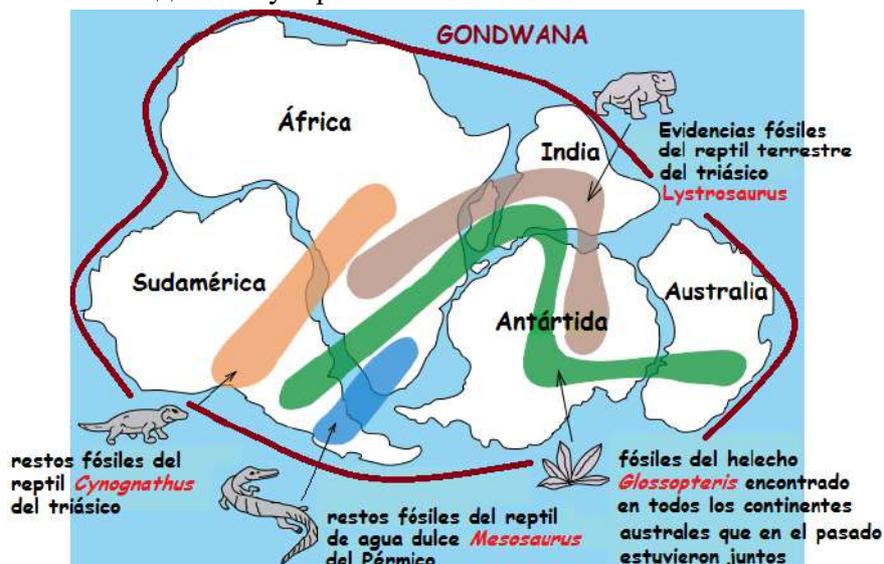


Рис. 17.59. Распространение гондванских фаун и флор

Глоссоптериевая флора имеет название *гондванская*.

Ботанико-географическая зональность

В конце палеозоя кроме гондванской флоры, распространенной на юге, выделяют несколько ботанико-географических провинций:

- Евразийская флора;
- Ангарская флора;
- Катазиатская флора;
- Гондванская флора.

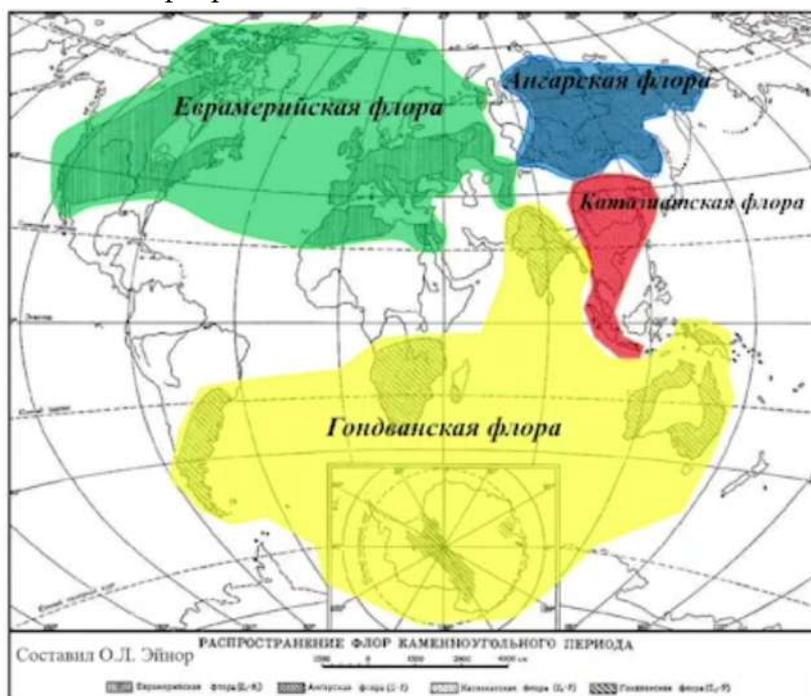


Рис. 17.60. Ботанико-географическая зональность

Лекция 18. Развитие органического мира Земли (мезозой-кайнозой). Общие закономерности геологического развития Земли

18.1. Динамика развития органического мира

Рассмотрим динамику развития органического мира в палеозойское время (рис. 18.1).

Известно, что эволюция органического мира предполагает вымирания, изменения органического мира и жизни на Земле посредством появления новых видов.

Обратим внимание на великие вымирания, которые были связаны с существенными изменениями среды обитания. Ученые выделили несколько наиболее крупных событий (вымираний):

- конец ордовикского периода – начало силурийского периода;
- конец девонского периода;
- рубеж пермского и триасового периодов.

Великие вымирания характеризуются многочисленными вымираниями семейств органической жизни, что приводило к существенным перестройкам в органическом мире планеты.

На диаграмме приведены примерные проценты исчезновения семейств: больше половины семейств исчезло на рубеже палеозоя/мезозоя – в конце пермского периода; в ордовике и девоне происходили сопоставимые, но крайне существенные изменения.

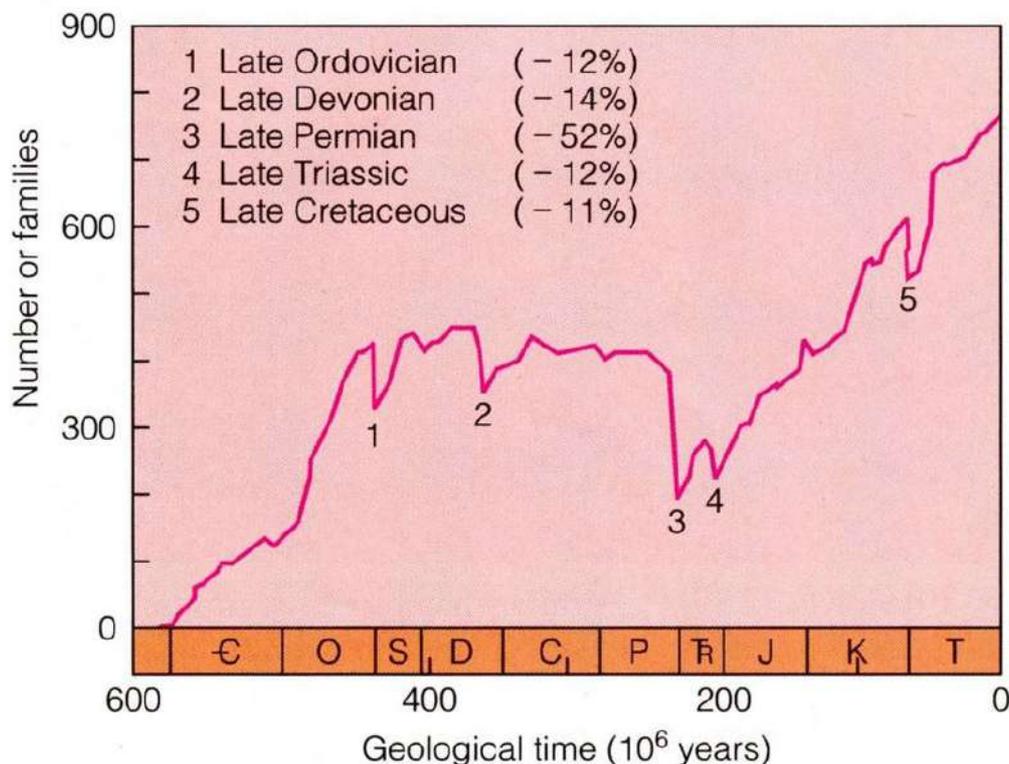


Рис. 18.1. Динамика развития органического мира в фанерозое и великие вымирания

Палеогеография

Особенности палеогеографии (изменения среды обитания):

Начало PZ – потепление после окончания Лапландского оледенения, бурное развитие в океанах водорослей и беспозвоночных животных.

Вторая половина O – начало S – падение температуры из-за увеличения pO приводит к оледенению, резкому падению УМО, уменьшению площади шельфовых морей и, как следствие, массовому вымиранию морских организмов (12% семейств). В период между 450 и 440 млн лет назад, с промежутком в 1 млн лет, произошли два всплеска вымирания. Пострадали конодонты, граптолиты, двустворчатые моллюски, иглокожие и кораллы, погибло две трети семейств брахиопод и мшанок.

Середина D – конец C – резкое падение количества CO_2 в атмосфере отвечает резкому росту разнообразия древесных форм растений на суше.

D₃ – два пика вымирания (начало *D_{3fm}*, около 374 млн лет назад, и конец *D₃*, около 359 млн лет назад), всего вымерло 19% семейств и 50% родов. Почти уничтожены все рифостроители (кораллы, строматопораты), сильно пострадали брахиоподы, трилобиты, конодонты, бесчелюстные и панцирные рыбы.

Причины:

- изменения УМО;
- падение *T*, предшествующее ледниковому периоду в *C*;
- широко распространенное обеднение вод кислородом, связанное с расцветом наземной растительности.

Конец P₃ – величайшее массовое вымирание; проведена граница *P/T (PZ/MZ)*. Вымирает 96% всех морских видов и 70% наземных видов животных; единственное известное массовое вымирание насекомых (57% родов).

На графике (рис. 18.2) приведены те показатели, которые свидетельствуют о существенных изменениях климата и среды обитания. Красной кривой показаны изменения температуры – на графике два характерных отрицательных пика:

- в конце ордовика (Сахарское оледенение);
- каменноугольный период – Гондванское оледенение.

Отрицательным пикам температуры предшествует резкое падение содержания углекислого газа в атмосфере (синяя кривая).

Ордовикское оледенение может быть связано с раннепалеозойской диверсификацией беспозвоночных организмов, которые начинают активно строить свои скелеты, осаждая карбонат кальция, содержащий в себе углекислоту.

Второй отрицательный пик связан с событием выхода растительности на сушу и развитием наземно-древесной растительности.

Тенденция падения температуры сопровождается перестройкой тектоники и изменением облика существовавших на тот момент континентов.

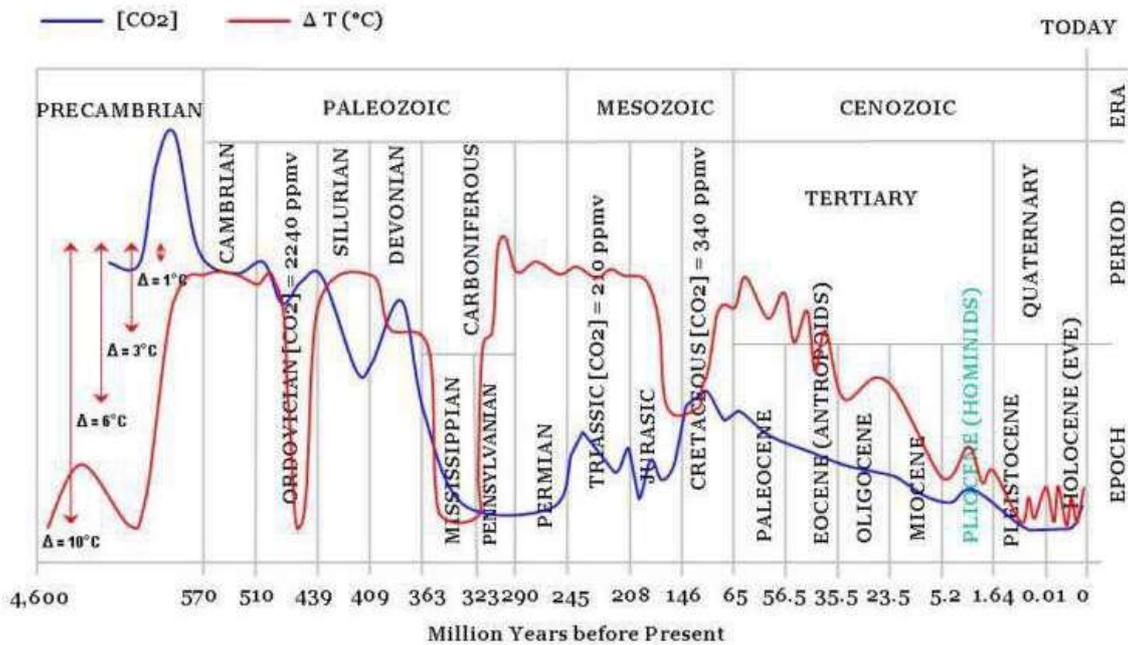


Рис. 18.2. Распределение глобальной температуры и концентрации углекислого газа в различные геологические периоды

18.2. Развитие флоры и фауны

Развитие флоры в MZ-KZ

В мезозое-кайнозое произошел расцвет различных микроскопических водорослей (рис. 18.3, 18.4): золотистые, диатомовые, динофитовые водоросли. Фитопланктон появился в конце палеозоя – начале мезозоя и встречался в различных обстановках. Фитопланктон имел и имеет довольно важное значение в пищевой цепочке океанских и наземных водоемов.

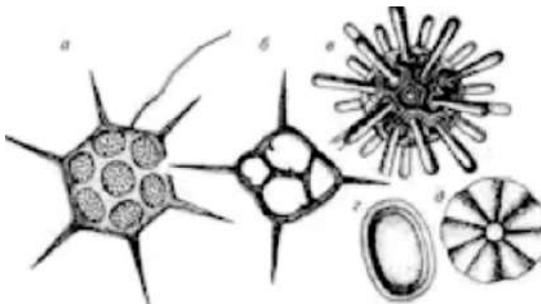


Рис. 18.3. Золотистые водоросли *Chrysophyta* (T-Q)

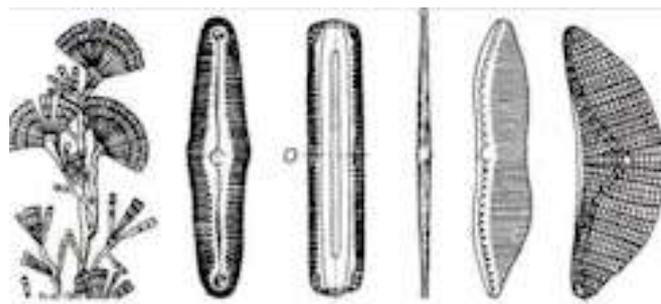


Рис. 18.4. Диатомовые водоросли *Diatomea* (P-Q)

С динофлагеллятами связано одно из известных явлений – красными приливами. «Красные приливы» (или «Цветение воды») – размножающиеся в огромном количестве динофлагелляты продуцируют сильнейший яд нервно-паралитического действия сакситоксин.

В современное время этот процесс связывают с увеличивающимся загрязнением морских вод.

С красными приливами связывают катастрофу на Восточном побережье Камчатки (2020 г.).

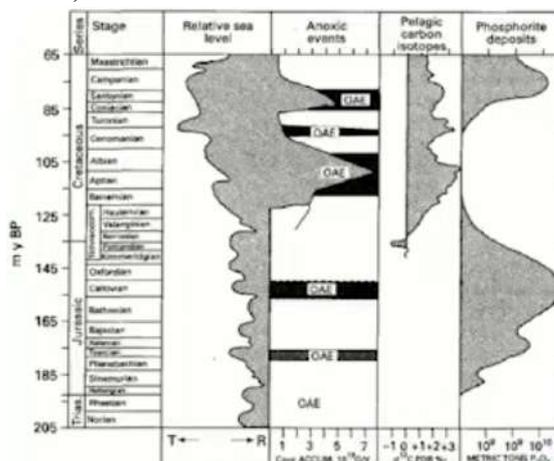


Рис. 18.5. Юрские и меловые разрезы с прослоями аноксидных событий



Рис. 18.6. «Красные приливы»

В мезозое отмечают в разрезах прослои, указывающие на бескислородные аноксидные события (рис. 18.5).

Бескислородные (аноксидные) события – обеднение вод Мирового океана кислородом и накопление большой массы органического углерода. Пример: мезозойские ОАЕ (*Ocean Anoxic Events*).

Черным цветом на графике (рис. 18.5) показаны прослои, связанные с бескислородными событиями.

С появлением наземной растительности выделяется период *палеофит* (рис. 18.7) – поздний палеозой/начало триаса. В этот период были распространены в основном споровые растения (хвощи, папоротники). В каменноугольное время в некоторых местах начинают появляться первые хвойные (голосеменные) растения.

Вследствие крупного вымирания на рубеже перми/триаса, а также резкого изменения климата, споровые растения испытывают значительный кризис – многие семейства исчезают. В триасовое время начинается господство голосеменных растений – *мезофит*. Продолжительность этого периода: середина триаса – середина раннего мела. Позже появляются цветковые (покрытосеменные) растения, которые начинают на рубеже мезозой/кайнозой – этот этап называется *кайнофит*.

Для всех трех выделенных периодов (*палеофит*, *мезофит* и *кайнофит*) характерны свои формы наземной флоры.

Рассмотрим растительные сообщества, которые господствовали в те времена.

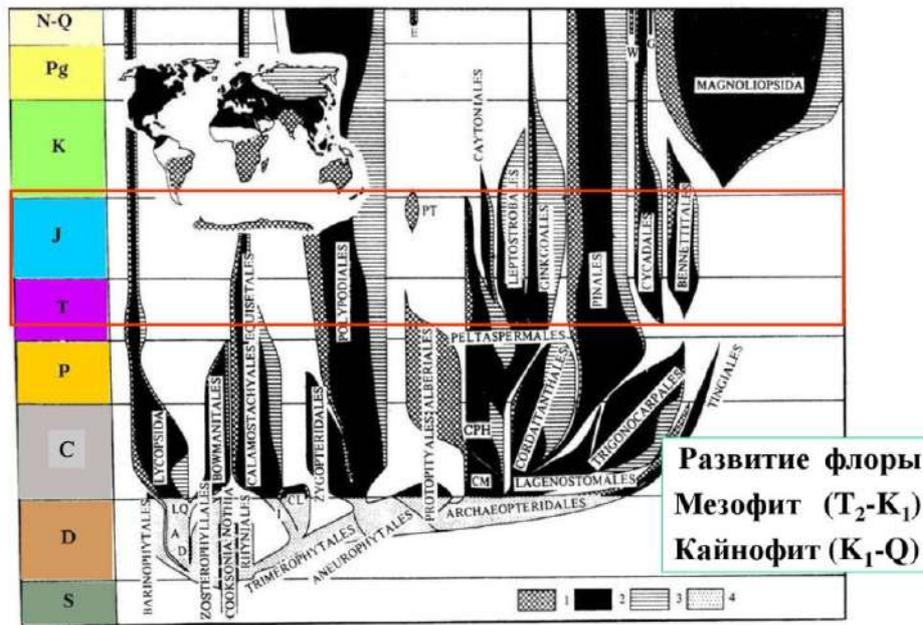
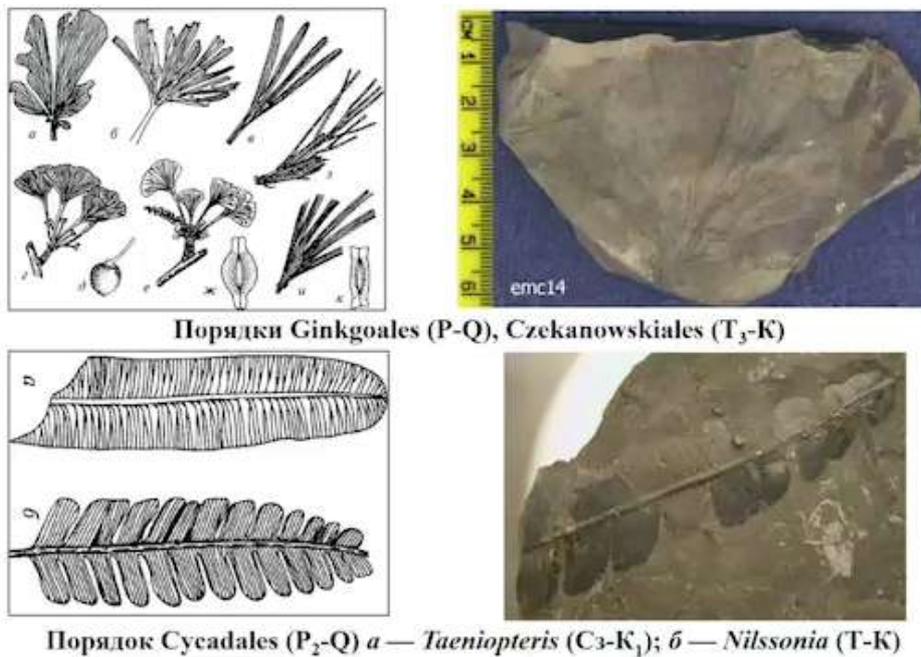


Рис. 18.6. Развитие флоры в МЗ-КЗ

Развитие флоры в мезозое. Мезофитная флора

Типичными представителями мезофитной флоры являются Ginkgoales. Эти растения существуют и сейчас и широко распространены в юго-восточной Азии. Однако, в тот момент (в конце пермского периода) гинкговые появляются в пределах обширной части континента Пангеи (Ангарида).



Порядки Ginkgoales (P-Q), Czekanowskiales (T₃-K)

Порядок Cycadales (P₂-Q) а — *Taeniopteris* (C₃-K₁); б — *Nilssonia* (T-K)

Рис. 18.7. Мезофитная флора

Гинковые растения – это листопадная флора с годовыми кольцами, что отражает тот факт, что данные растения – представители умеренных прохладных гумидных областей.

Другими представителями мезофитной флоры являлись цикадовые растения, появившиеся в конце пермского периода. Растения были широко развиты практически на всех континентах.

Таким образом, *мезофит* – господство голосеменных растений. Расцвет цикадовых, гинговых, хвойных. В целом развитие флоры опережает развитие фауны.

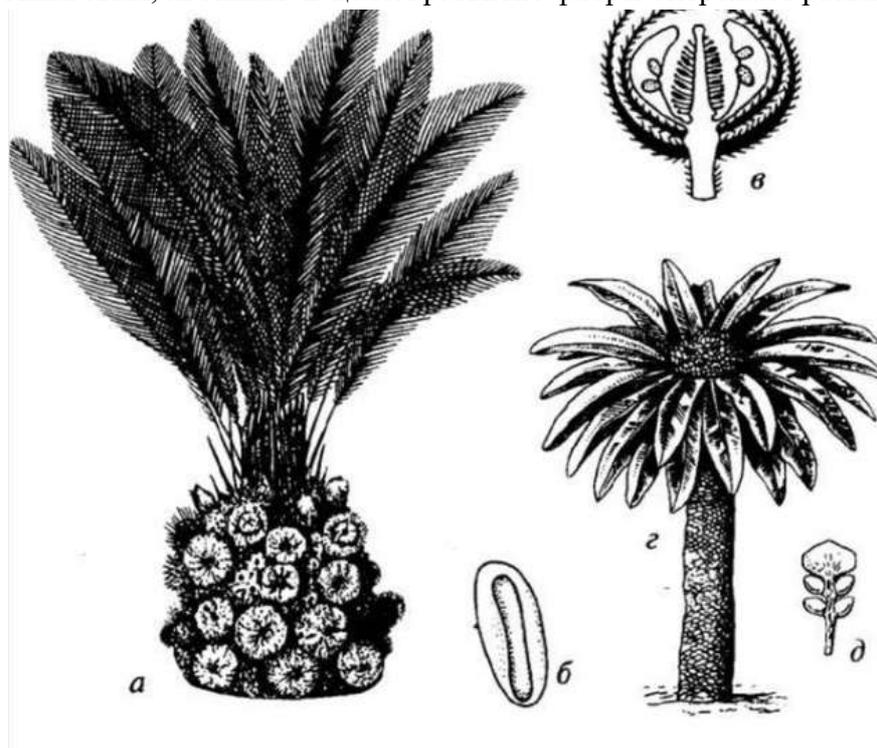


Рис. 18.8. Порядок *Bennettitales* (T_2 -K)

a, б - *Cycadoidea* (J-K): *a* - реконструкция, *б* - пыльцевое зерно; *в* - *Williamsoniella* (J), реконструкция обополого стробила; *г* - реконструкция дерева с листьями типа *Vjuvia* (T_3); *д* - мегаспорофилл с четырьмя семязачатками (*Palaeosycas*, T_3)

Одним из представителей цикадовых растений является *Bennettitales*. По внешнему виду эти растения больше напоминали пальму.

По мнению ученых именно *Bennettitales* являются предками покрытосеменных (цветковых) растений.

Происхождение покрытосеменных (*Magnoliophyta*, *Angiospermae*)

Возникновение покрытосеменных растений Чарльз Дарвин называл «*Проклятой тайной*».

Первое появление цветковых растений было в средних широтах Северного и Южного полушарий 120-115 млн лет назад (готеривский век раннего мела). Растения

появляются в нескольких крупных центрах практически одновременно (параллельное развитие):

- Забайкалье,
- Ближний Восток,
- Австралия.

Их появление связывают с эволюцией насекомых (одновременная эволюция).

Палеонтологическая летопись указывает на независимое происхождение основных эволюционных линий покрытосеменных от разных проангиоспермов (вымершие гнетовые (род *Eoantha*), которые, в свою очередь, происходят от птеридоспермов, беннеттитов и других древних голосеменных.

На фотографии (рис. 18.9) показан отпечаток растения раннего мелового периода. Рисунок 18.10 – это реконструкция по отпечатку растения.



Рис. 18.9. *Archefructus*, K₁, Кумай



Рис. 18.10. *Sylviantema*, K₂, Швеция

Существуют реконструкции поведения насекомых вблизи голосеменных растений. Ученые находят подтверждение того, что, например, скорпионницы (средне-юрский период) были связаны с опылением голосеменных растений. Растения были покрыты небольшими отверстиями, которые по форме идеально подходили под хоботок скорпионниц и других насекомых, широко распространенных в тот момент.

Таким образом, начиная с J_2 происходила коэволюция растений и насекомых.

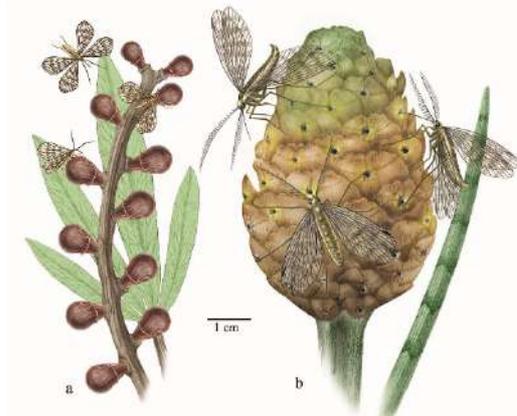


Рис. 18.11. Скорпионницы на фруктификациях голосеменных растений. Иллюстрация Mary Parrish



Рис. 18.12. Скорпионница *Lichnomesopsyche gloriae* из средней юры Кутая (провинция Внутренняя Монголия)

Развитие насекомых в MZ

Особенности развития насекомых в мезозое:

1. Совершенствование полета, но уменьшение в размерах – появление дву- и перепончатокрылых (*T*), позже бабочек.
2. Переход к скрытому образу жизни - появление жуков (*начало P*), тараканов и др.
Причина: появление первых крупных летающих хищников стрекоз (*C*)

Развитие флоры в KZ

Кайнозой – время расцвета цветковой флоры.

- *Палеоген.* Поздняя кайнофитная флора (возникает не раньше эоцена) - густые тропические леса, с одной стороны, и бореальная флора хвойных (секвойи, кипарисы, араукарии), с другой. Последние видимо сложились в палеогене как высотный пояс в горах, а при неогеновом похолодании широко распространились на равнинах Северного полушария. Очень характерно появление травяных биомов – лесостепей, степей и саванн, которые были тесно связаны с крупными травоядными млекопитающими. До эоцена подобных сообществ не существовало.
- *Неоген.* Постепенное отеснение теплолюбивой флоры. Существуют уже современные флористические провинции. С конца *Pg3* в *N1* массово появляются насекомые копро- и некрофаги.

Развитие фауны в MZ-KZ

В триасовое время широкое развитие получают планктонные фораминиферы. В конце мезозоя они являются одной из составляющих частей карбонатных отложений, в частности, писчего мела.

В конце позднего мела возникает крупные бентосные фораминиферы.

Другой формой, приобретающей стратиграфическое значение в мезозойское время, являются головоногие моллюски и аммониты. Для этого периода характерны необычные

формы их раковин – *гидроморфные*. В связи с быстрой эволюцией они быстро приспособляются к специфическим узким нишам.

Кроме фораминифер были развиты и другие разнообразные бентосные организмы: иглокожие, брахиоподы, двустворчатые моллюски и т.д.

Эволюция динозавров

В мезозое началось появление и расцвет рептилий, пресмыкающихся. В частности, и динозавров (рис. 18.13). Динозавры происходят от декадентных рептилий.

В мезозое выделяют:

- *Saurischia* – ящеротазовые динозавры;
- *Ornithischia* - птицетазовые динозавры.

Главным преимуществом динозавров являлось их изменение способа передвижения и приобретение двуногости. Это помогало им быстро передвигаться по суше. Двуногость наряду с развитием мощного хвостового аппарата позволяла редуцировать передние конечности.

Птицетазовые динозавры в ту эпоху являлись растительноядными организмами.

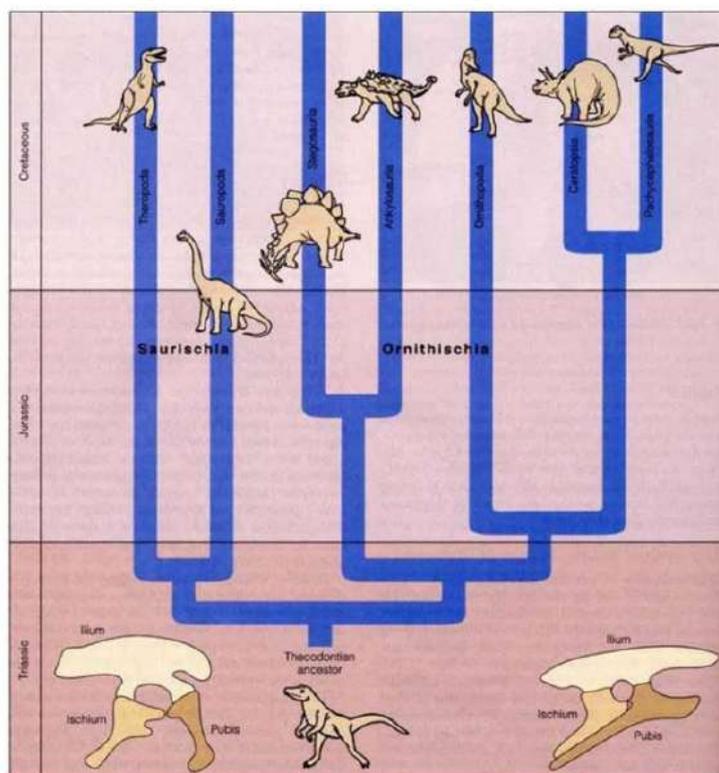


Рис. 18.13. Эволюция динозавров

Одновременно с динозаврами появляются первые птицы, которые являются их потомками. В триасовое время разделяются на две ветви:

- ящерохвостые (полностью вымершая ветвь). Их предками считается птица *Archaeopteryx* (рис. 18.15).
- веерохвостые птицы. Предками этих птиц является *Protoavis*.

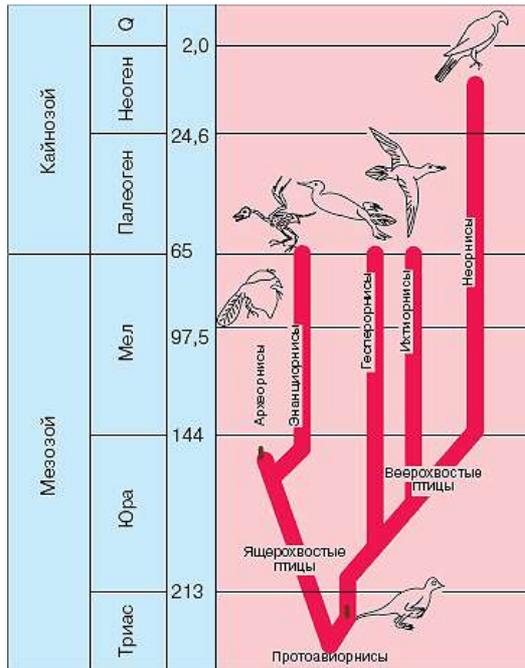


Рис. 18.14. Эволюция птиц



Рис. 18.15. Archaeopteryx

Развитие млекопитающих

Первые животные, от которых происходят млекопитающие, больше напоминали шерстистую рептилию. Эти животные назывались *цинодонтами*.

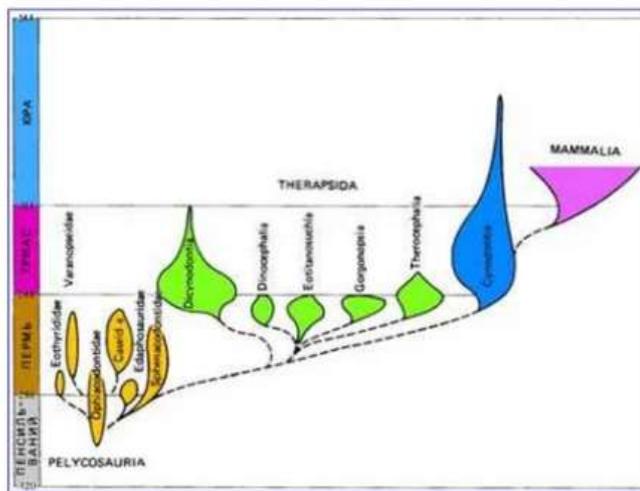


Рис. 18.16. Ветвь развития млекопитающих

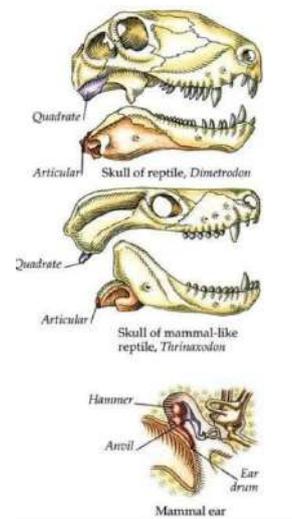


Рис. 18.17. Строение скелета цинодонтов

В 20 веке Л.П. Татаринов установил закономерность изменения признаков у цинодонтных рептилий (рис. 18.18), которые на протяжении конца палеозоя постепенно приходили к общим признакам, характерным для млекопитающих.

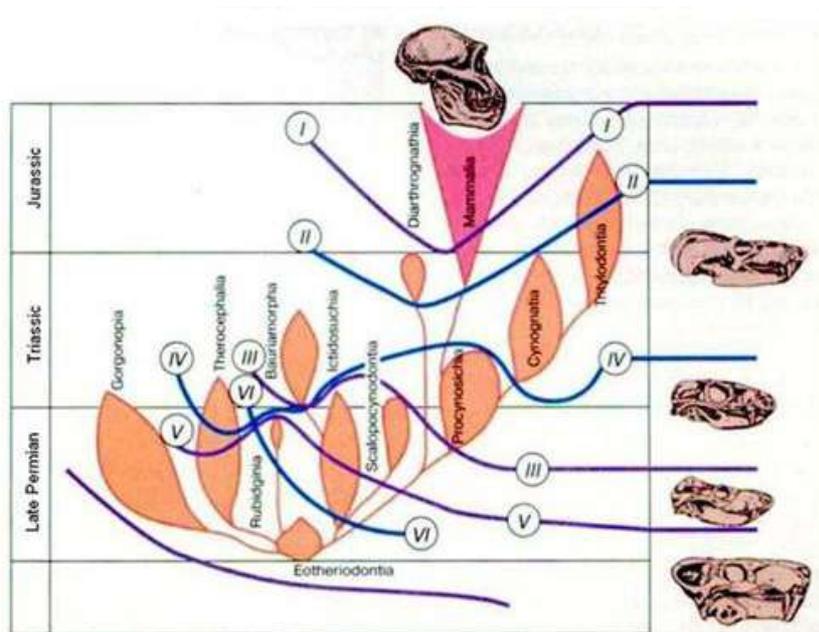


Рис. 18.18. Уровни появления признаков млекопитающих в разных группах вымерших пресмыкающихся териодонтов (зверозубых) по Л.П. Татаринovu (из Розанон, 1999). Кривые, пересекающие филогенетические линии, соответствуют уровням, на которых приобретались характерные для млекопитающих признаки: I – звукопроводящий аппарат из трех слуховых косточек, II – челюстное сочленение между зубной и чешуйчатой костями, III – мягкие, снабженные собственной мускулатурой губы, IV – несколько расширенные большие полушария головного мозга, V – трехбугорчатые щечные зубы, VI – верхние обонятельные раковины

Первые наиболее древние животные – это *Megazostrodon* (T_3) и *Ptylodus* (T_1) (рис. 18.19). Они больше были похоже на современных землероек и крыс и имели небольшие размеры (до 1 м). Некоторые вели норный образ жизни, некоторые – ночной.

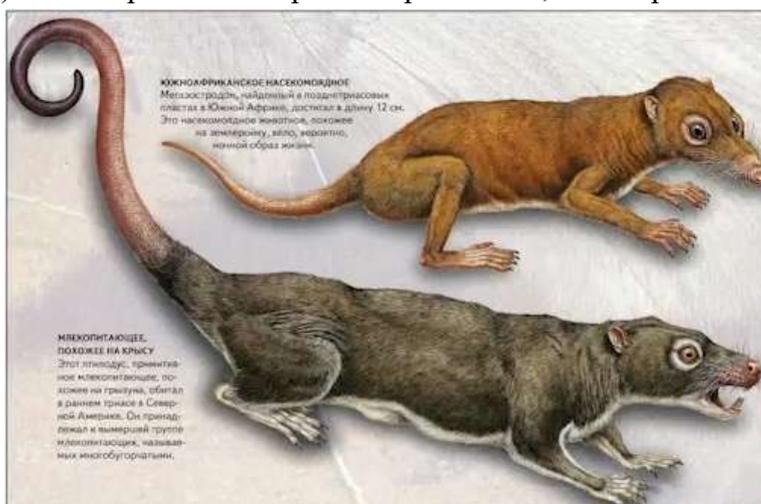


Рис. 18.19. Триасовые млекопитающие - *Megazostrodon* (T_3), *Ptylodus* (T_1)

Мезозойскую эру не стоит однозначно называть *эрой динозавров*. По последним подсчетам видов млекопитающих животных было больше, чем динозавров.

Развитие животного мира в кайнозое

После мезо-кайнозойского вымирания, кайнозой становится временем господства млекопитающих. В это время появляются все известные группы млекопитающих, которые известны сегодня. Эволюция по пути приспособления к определенному образу передвижения и питания привела к специализации конечностей и зубов. Кроме того, увеличивались размеры животных.

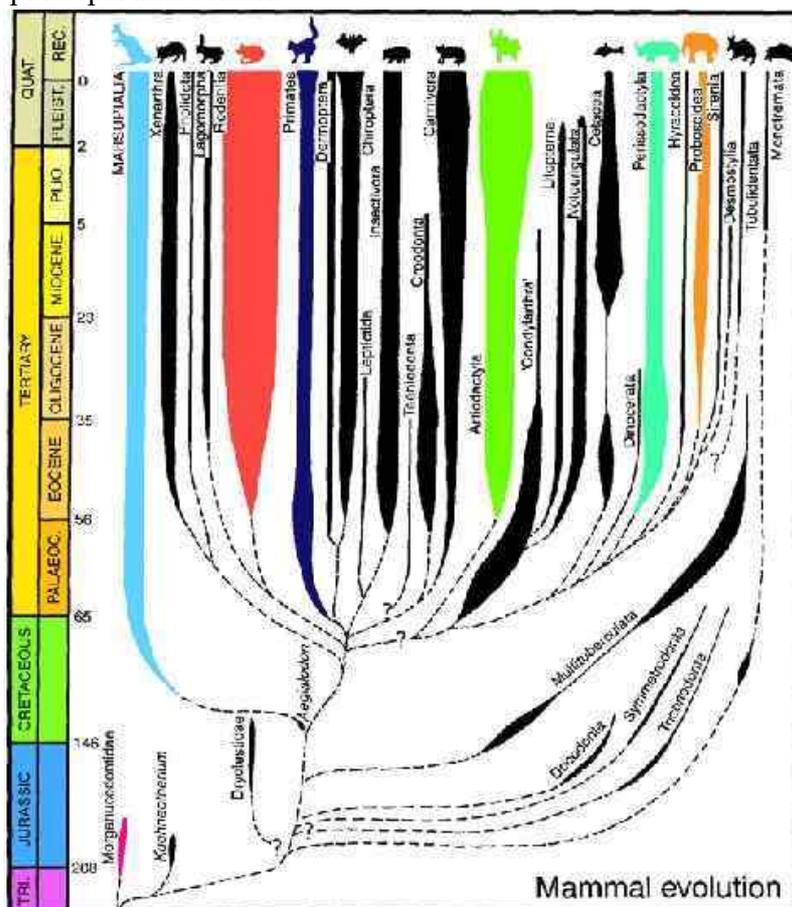


Рис. 18.20. Развитие животного мира в кайнозое

В конце мелового периода/палеогене появляются приматы (рис. 18.21, 18.22). Самыми древними предками являются приматы *Plesiadapis* (Pg_1), которые в эоценовое время дают следующую ступень эволюции: *Smilodectes* (Pg_2). Впоследствии в конце миоцена появляются *Proconsul* (N_1). В плиоценовое время от них начинают развиваться древние люди. В первую очередь, это австралопитеки.

Главной особенностью приматов был их древесный образ жизни, увеличенный объем мозга и противопоставленные большие пальцы рук и ног (далее эта особенность пропадет).



Рис. 18.21. *Proconsul* (N_1)



Рис. 18.22. *Smilodectes* (Pg_2)

Происхождение человека

Наиболее древние люди (австралопитеки) найдены в Восточной Африке в районе Восточно-африканских рифтов (рис. 18.23). По всей видимости, там существовали наиболее благоприятные условия для эволюции.



Рис. 18.23. Находки древних гоминид

Эволюция человека

Ветвь австралопитеков (рис. 18.24) дает начало человеку-умелому – это была тупиковая ветвь, развитие которой не вышло за пределы Африки. Это произошло 2,5-2 млн лет назад. Такая форма людей не смогла приспособиться к меняющимся климатическим условиям. Кроме того, ветвь австралопитеков дает начало другой ветви – *парантропам*, которые появляются 2,5 – 2 млн лет назад. От них появляются представители более современных видов людей.

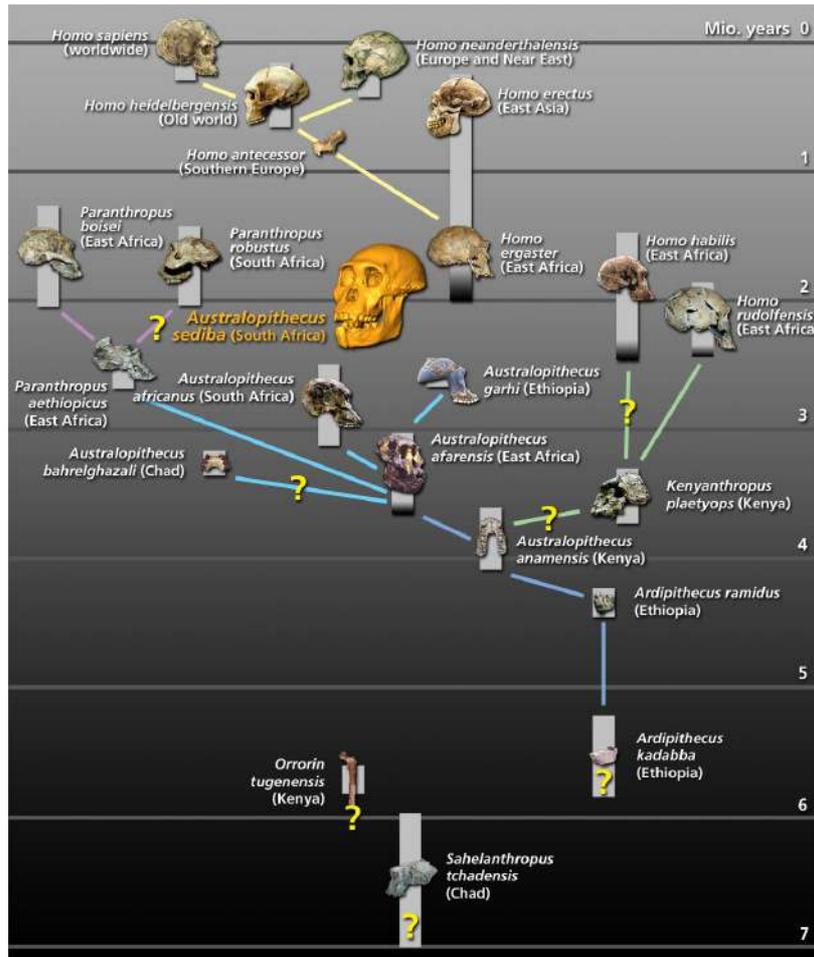


Рис. 18.24. Эволюция человека

На рисунке 18.25 показана наиболее примитивная схема эволюции человека.

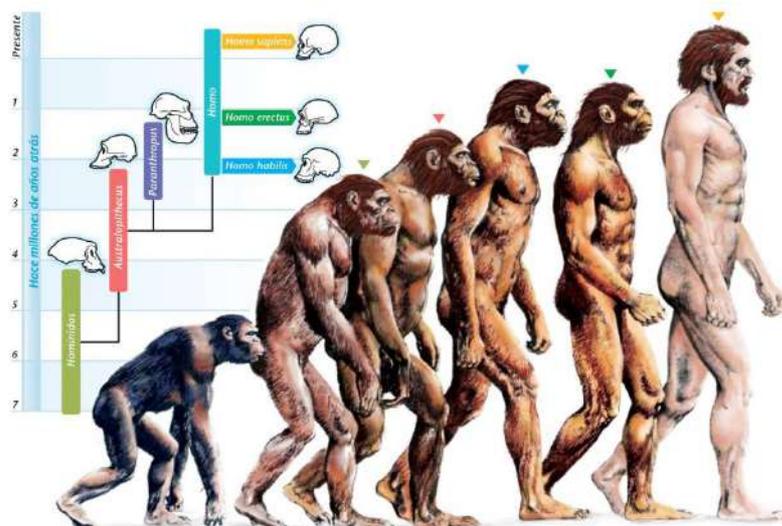


Рис. 18.25. Эволюция человека

Хронологические этапы эволюции человека:

- 4-3 млн л. – австралопитек, еще не люди, питались корешками, падалью;
- 2.4-1.5 млн л. – *Homo habilis* (человек умелый, группа парантропов). Начали использовать примитивно обработанные гальки в качестве орудий («культура галек», олдувай), были падалеедами;
- 1.6. млн лет – человек Прямоходящий (Гейдельбергский человек (Европа), питекантроп (ЮВ Азия) и синантроп (Китай) - локальные варианты). Гейдельбергский человек находится на более высокой ступени развития, чем питекантроп («обезьяночеловек»), и считается непосредственным предком неандертальца. Охотились с помощью деревянных орудий, но мясо ели сырым.
- 1-0.027 млн л. – питекантропы, по-видимому, умели пользоваться огнем, использовали коллективную охоту (о. Ява, также найдены в Китае, Венгрии, Германии).
- 0.23-0.03 млн л. – неандертальцы вышли из пещер, начали строить примитивные жилища, заложили основы религии, искусства (первый муз. инструмент, рисунки, резьба по кости, дереву). Мустьерская культура.
- 45-40 тыс. лет – Человек Разумный, Неоантропы (кроманьонцы, денисовцы и др.) по своему физическому типу не отличались от современных представителей человеческих рас. Неоантропы оставили рисунки на стенах пещер.
- С начала голоцена - 10 тыс. лет назад - господствуют люди современного типа.

На рисунке 18.26 показана схема расселения человека. Люди начинают мигрировать в разных стороны из областей Восточной Африки и Восточно-Африканской рифтовой системы примерно 200 тыс. лет назад. Первые попытки расселения были предприняты в пределах Африки (центральной, южной и северной), далее люди переселялись в ближайшие пространства – Аравийский полуостров. Еще позже происходило расселение через Индостан, Юго-Восточную Азию и Индонезию. Уникальные находки древних людей получены в пределах острова Ява. Следующий путь расселения переходил к Австралии (50 тыс. лет назад). Кроме того, люди переселялись на север – в Восточную Европу. Далее через Берингию, которая на тот момент была участком суши в результате оледенения, люди переселяются в Северную Америку. Примерно 15-12 тыс. лет назад они достигли Южной Америки.

Расселение человека в последние тысячи лет приводит к крупнейшему кайнозойскому вымиранию мегафауны, так как в тот момент люди обладали орудиями труда и охоты. С приходом людей исчезли крупные представители хищных птиц, крупные сумчатые (в Австралии), ленивцы и грызуны.

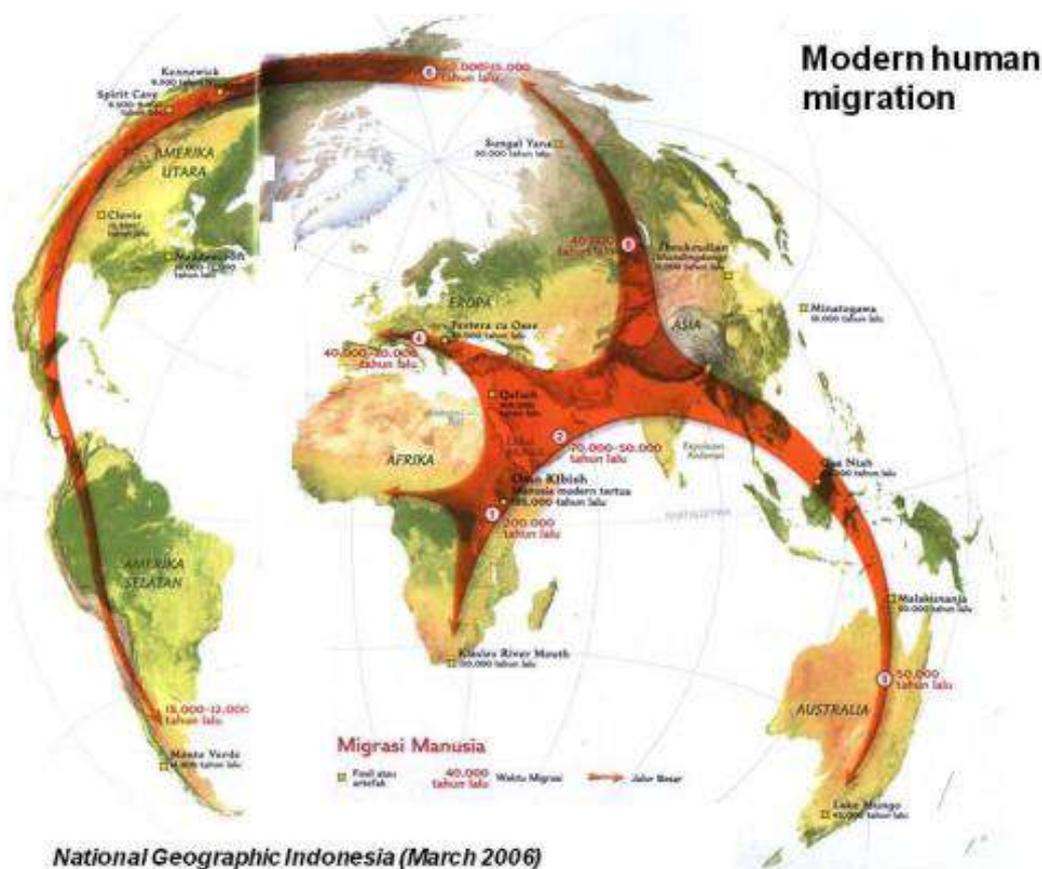


Рис. 18.26. Расселение человека

Выводы. Развитие органического мира в мезозое

Растительный мир. Расцвет голосеменных: цикадовые, беннетитовые, хвойные, много папоротников (мезофитная флора). В меловом периоде появляются и быстро начинают преобладать покрытосеменные (кайнофитная флора). В морях взрыв разнообразия планктонных скелетных водорослей. Они приобретают породообразующую роль, особенно в K_2 . С этим связано широкое развитие карбонатных пород известняков, мергелей, писчего мела («море белого писчего мела»).

Животный мир. Появление беспозвоночных. Ведущая роль планктонных фораминифер, головоногих моллюсков. Резкое увеличение разнообразия двустворок, гастропод, брахиопод, появление шестилучевых кораллов. Новые морские ежи, морские лилии, мшанки.

Животный мир. Появление позвоночных; расцвет ящеров; появление первых млекопитающих (T), птиц (J), расцвет насекомых.

Выводы. Развитие органического мира в кайнозое

- Флора – миграции во время ледниковых и межледниковых эпох. Ледниковые эпохи способствовали приспособлению к похолоданию; в умеренных зонах и высокогорных областях обеднение таксономического состава; расширение травянистой растительности.

- Море – исключительно развиты простейшие. Помимо обычных планктонных и бентосных форм появляются крупные формы (нуммулиты), вымершие в олигоцене. Имеют большое породообразующее значение.
- Беспозвоночные – широко развиты моллюски, морские ежи, шести- и восьмилучевые кораллы.
- Позвоночные – костистые рыбы, древние киты, сирены, дельфины. Суша – расцвет и бурная эволюция млекопитающих. Появление приматов, в конце олигоцена первые антропоиды. В неогене появление первых гоминид, в плиоцене - рамапитек, австралопитек.
- Конец плейстоцена – вымирание аборигенов ледниковых эпох (шерстистый носорог, большерогий олень, мамонт).

Великое вымирание на рубеже MZ/KZ

На рубеже MZ/KZ вымирают динозавры, аммониты и белемниты, иноцерамы, рудисты и др. Существенное изменение в составе морского планктона: радиолярии, фораминиферы (из 20 видов остался один), водоросли.

Причины:

1) Развитие конкурирующих групп, расцвет органического мира в K_2 , заполняются все ниши с крайне узкой специализацией форм в исключительно благоприятных условиях: рептилии, аммониты и др. Вымирание этих групп идет весь K_2 с примерно постоянной скоростью, в т.ч. на рубеже K/Pg , и происходит за счет полной утери ими наиболее ходовых экологических ниш.

2) Катастрофа: климатическая (похолодание в маастрихте действительно было), космическая (взрыв сверхновой, изменение полярности магнитного поля планеты, импакт), биотическая (появление цветковых растений (K_i), смена кормовой базы; млекопитающие, которые могли питаться яйцами рептилий).

Свидетельства импактного события обнаружены на границе мелового/палеогенового периода. Сильного изменения в условиях осадконакопления не было. Однако, граница характеризуется резким повышением количества платиноидов иридиевой группы – «Иридиевая аномалия», которая была связана с увеличением концентрации редкоземельных элементов. Кроме того, прослой содержал тектиты, ударный кварц и ударные алмазы.



Рис. 18.27. Dr. Luiz, Dr. Walter Alvarez.
Разрез Gubbio, Italy

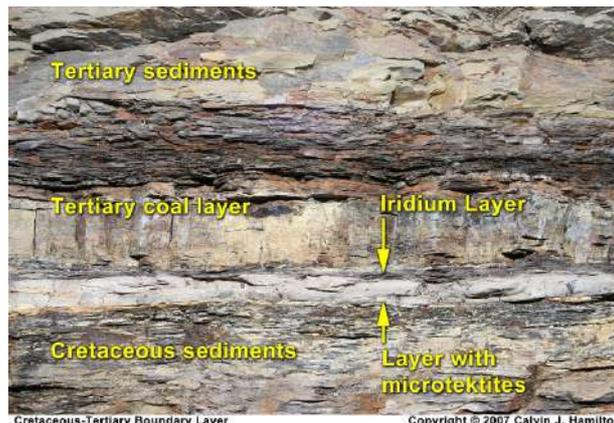


Рис. 18.28. Свидетельства импактного
события

Ударные алмазы могли сформироваться в результате мощного ударного воздействия. Свидетельства такого удара долго искали.

На севере полуострова Юкатан был обнаружен кратер Чиксулуб (рис. 18.29) на языке майя: *Chicxulub* «демон клещей», диаметром 180 км.

Кратер образовался примерно 65 млн лет назад в результате удара астероида диаметром 10 км. Энергия удара составила ~ 5-10²³ Дж или в 100 000 гигатонн в тротиловом эквиваленте (крупнейшая термоядерная бомба – 0,05 гигатонн)

В результате удара произошли гигантские цунами, землетрясения до 10 баллов, площадные пожары, облако пепла и пыли.

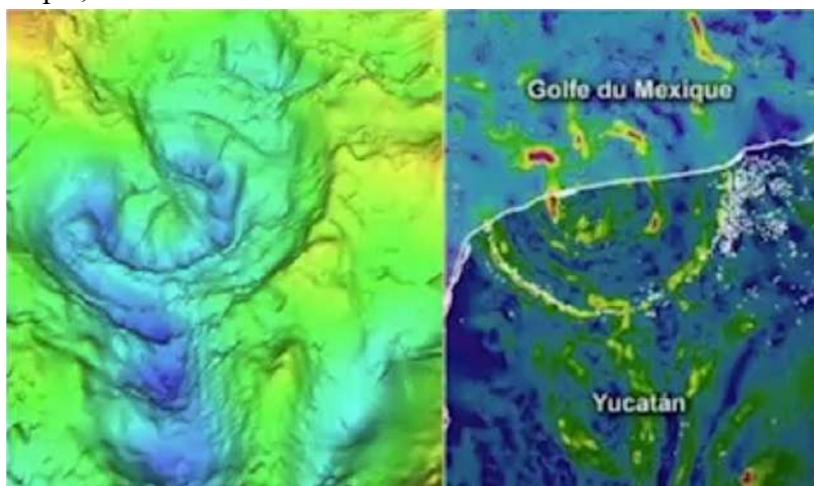


Рис. 18.29. Кратер Чиксулуб

18.3. Общие закономерности геологического развития Земли

Модель архейской Земли – начальный этап развития.

Модели архейской Земли и современной Земли отличаются тем, что в архее мантия Земли, которая окружала внутреннее ядро, была настолько горячей, что процессы тектоники плит не существовали. Тогда была развита плюм-тектоника, при которой повсеместно возникали горячие точки (мантийные плюмы), которые могли давать

первичную архейскую континентальную кору. Участки наиболее древней континентальной коры сталкивались и погружались друг под друга.

По одному из экспериментов (моделированию) было получено представление о том, как в то время происходило столкновение древних континентальных ядер. Исследователи считают, что столкновение происходило по модели *двусторонней субдукции*. В архее тепловой поток был больше, и температура мантии была на 200 – 300° выше современной. Процесс погружения осуществлялся в верхней мантии: из двух погружающихся плит выплавлялись ядра серых гнейсов.

С течением времени мантия остывала и к концу архея – раннем протерозое начала действовать тектоника плит.

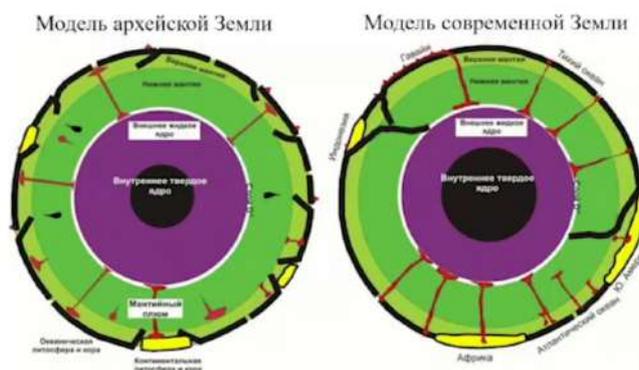


Рис. 18.30. Модели основных этапов истории планеты Земля (составил А.М. Никишин)

Некоторые модели образования древних протоплатформенных ядер («Серые гнейсы», ТТГ ассоциация) AR_1 :

- Обдукционная модель (рис. 18.31);
- Модель пологой субдукции;
- Модель гравитационной неустойчивости нижнего слоя утолщённой океанской протокры.

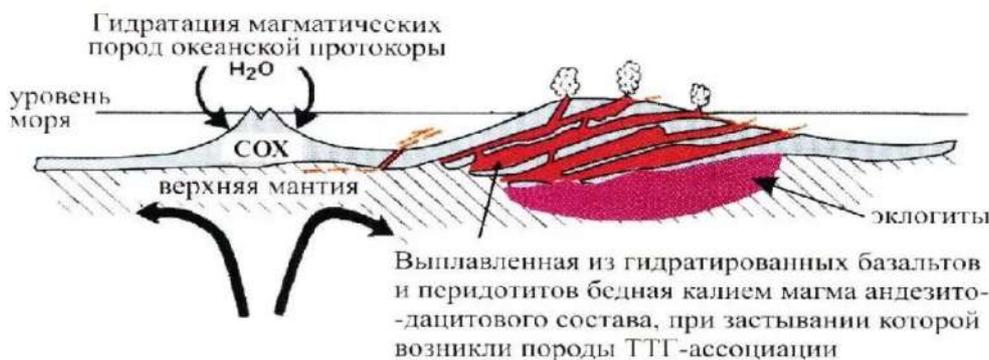


Рис. 18.31. Обдукционная модель

В позднем архее между протоплатформенными ядрами закладывались зеленокаменные прогибы. Существует несколько моделей их формирования (рис. 18.32).

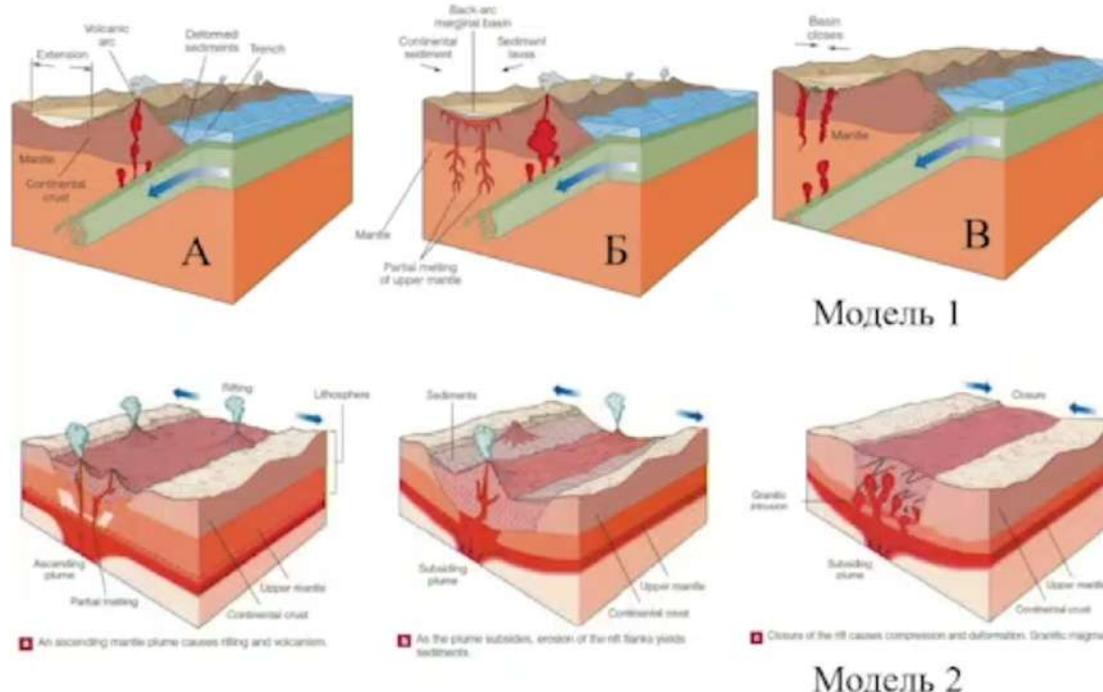


Рис. 18.32. Зеленокаменные пояса

Модель суперконтинентальных циклов в протерозое-фанерозое

К концу архея существовали две типичные структуры, которые составляли наиболее древние участки континентальной земной коры:

- серые гнейсы;
- зеленокаменные прогибы.

К этому моменту формируется первый крупный суперконтинент: *Пангея – 0*, или *Кенорлэнд*, который объединяет в себе все существовавшие на тот момент структуры. Этот континент постепенно распадается с образованием раннепротерозойских активных поясов. В этих структурах можно выделить протоплатформенные континентальные ядра и, разделяющие их, активные пояса – древние океанические бассейны, которые от части напоминали современные океаны. В них формировались те же по составу породы, характерные и для современных глубоководных океанских котловин, активных и пассивных окраин.

Таким образом, с раннего протерозоя тектоника плит и характерные для нее комплексы начинают действовать.

К концу раннего протерозоя в результате соединения протоплатформенных ядер и закрытия межконтинентальных раннепротерозойских поясов формируется суперконтинентальный массив *Колумбия (Нуна)* – 1590 млн лет назад. В это время формировалось основание древних платформ.

Таким образом, получаются следующие хронологические события периода *Протогей AR-PR₁*:

- *AR* – протоконтинентальные ядра («серые гнейсы» или ТТГ) и зеленокаменные прогибы образуют протоплатформенные массивы;
- Раннепротерозойские складчатые пояса (гранулитогнейсовые пояса) – первые подвижные пояса (протоокеаны) и орогены;
- *AR-PR₁* – протоплатформы и эродированные орогены формируют складчатое основание древних платформ.

Ранний палеозой

В позднем протерозое суперконтинент Колумбия распадается. В середине позднего протерозоя снова объединяется под названием *Родиния*.

Суперконтинент Родиния распался к концу протерозоя и сформировался в новый суперконтинент – *Гондвану*: южные области сошлись в результате байкальского орогенеза, а северные области постепенно отодвигались друг от друга с образованием палеозойских молодых океанических бассейнов (рис. 18.33): *Япетус*, *Палеотетис*. Позже формируется *Палеоуральский океанический бассейн* (рис. 18.34) и *Рейкум*.

Ранний палеозой – это время мощны талассократических эпох: господствовало формирование молодой океанской коры.

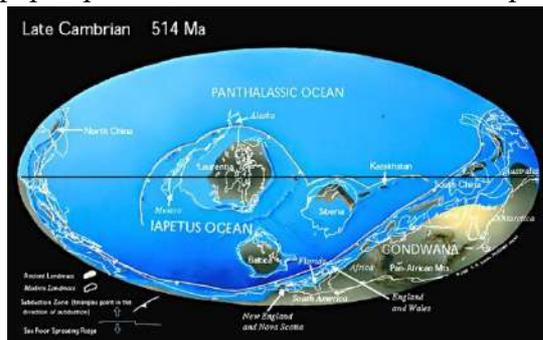


Рис. 18.33. Палеотектоническая реконструкция Земли для кембрийского периода

Поздний палеозой

Поздний палеозой – эпоха постепенного становления крупного континентального массива – новой Пангеи.

Практически весь поздний палеозой относится к одной из крупнейших геократических эпох.

В это время существовала Гондвана, постепенно закрывались все межконтинентальные океанические бассейны (Япетус). Из двух континентальных крупных массивов начала образовываться *Лавруссия* (рис. 18.35). К концу палеозоя образовалась *Лавразия* (рис. 18.36), которая присоединила к себе Сибирь, часть китайских платформ, Северную Америку и Европу.

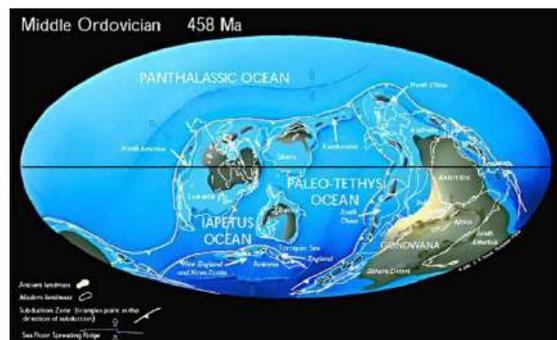


Рис. 18.34. Палеотектоническая реконструкция Земли для ордовикского периода

В конце палеозоя полностью закрываются межконтинентальные бассейны, Гондвана и Лавразия объединяются с образованием *Пангеи*.

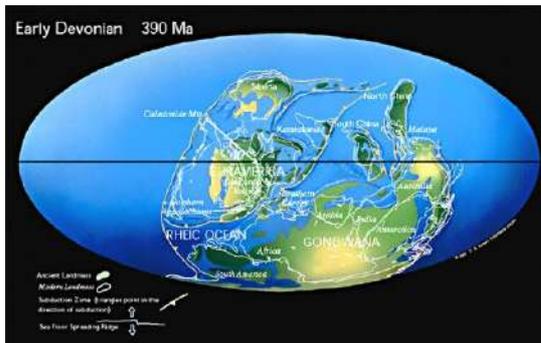


Рис. 18.35. Палеотектоническая реконструкция Земли для девонского периода

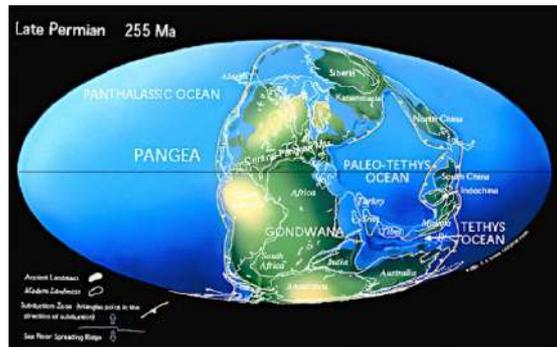


Рис. 18.36. Палеотектоническая реконструкция Земли для пермского периода

Таким образом, хронологические события позднего протерозоя:

- PR_2 - PZ – единый мегаэтап. Байкальский, каледонский, герцинский последовательные этапы развития земной коры от расширения межконтинентальных океанов до их повсеместного сокращения и закрытия – единый цикл Уилсона.

Мезозойский этап развития

В триасовое время наблюдалось начало нового суперконтинентального цикла, который до сих пор не закончен.

В начале триаса существовала Пангея с постепенным раскрытием новых молодых океанов (Тетис) – постепенно закрывался океанических бассейн Палеотетис.

В юрское время происходило раскрытие современных молодых океанов: Атлантика, Индийский океан.

Максимум талассократической эпохи приходится на поздний меловой период. В этот момент был достигнут максимум раскрытия современных океанических бассейнов.

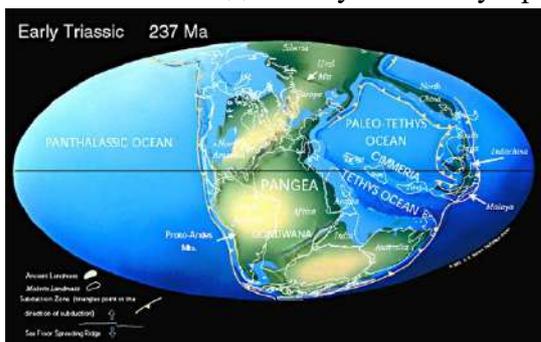


Рис. 18.37. Палеотектоническая реконструкция Земли для триасового периода

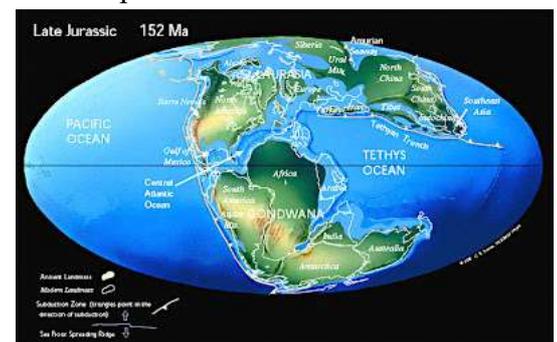


Рис. 18.38. Палеотектоническая реконструкция Земли для юрского периода

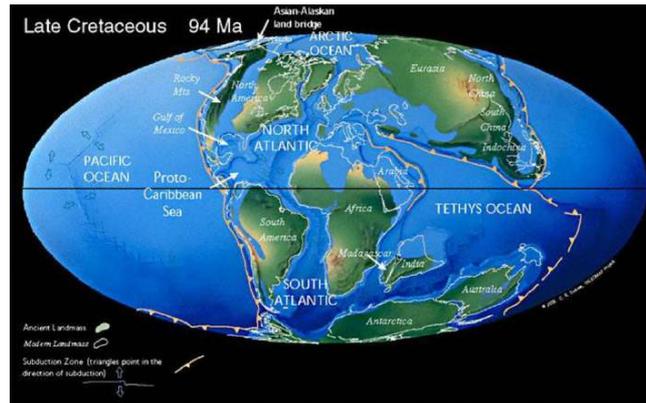


Рис. 18.39. Палеотектоническая реконструкция Земли для мелового периода
 Кайнозойский этап развития

На современном этапе развития наблюдается постепенное сокращение океанических бассейнов за исключением Северно-ледовитого океана и Северной Атлантики. В Центральной Атлантике и Индийском океане формируются активные окраины: Зондская зона субдукции, Малые Антильские острова и т.д. В этих процессах связаны изменения климата

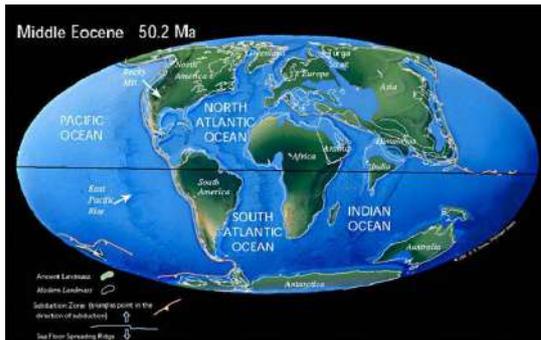


Рис. 18.40. Палеотектоническая реконструкция Земли для палеогенового периода



Рис. 18.41. Палеотектоническая реконструкция Земли для неогенового периода

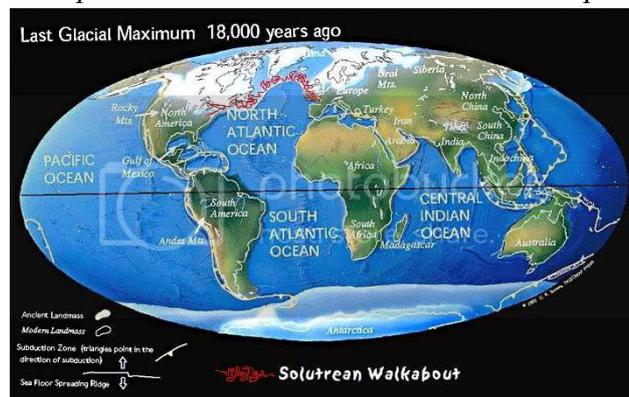


Рис. 18.42. Палеотектоническая реконструкция Земли для четвертичного периода

Прогноз тектонического развития Земли

Прогноз тектонического развития Земли через 50 млн лет

На рисунке 18.43 показана реконструкция тектонического развития Земли через 50 млн лет. Ученые предсказывают продолжение сближения Африки с Евразией: закроются остаточные эвтектические бассейны.

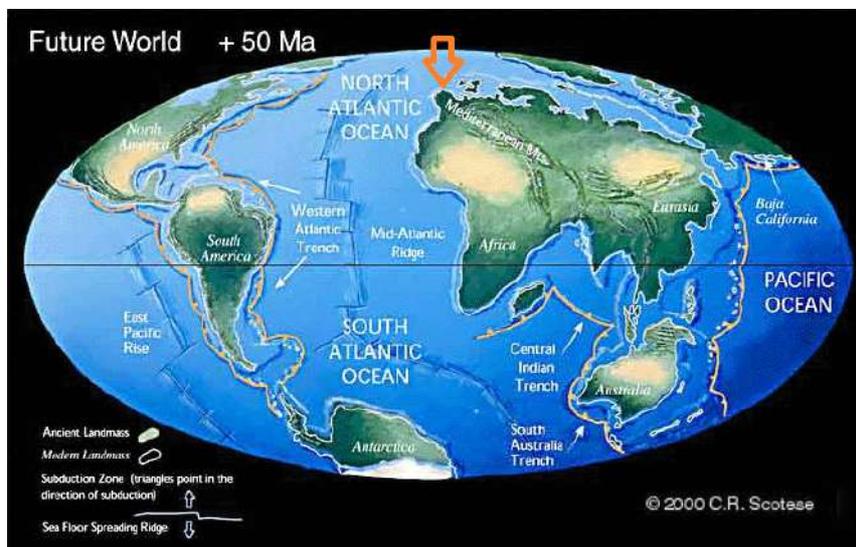


Рис. 18.43. Прогноз тектонического развития Земли: 50 млн лет

Прогноз тектонического развития Земли через 150 млн лет

Кроме того, продолжится сближение южных континентов и Австралии, и появятся активные окраины вокруг современных континентов Северной и Южной Америки, Антарктиды, что будет приводить к постепенному сокращению и Атлантического, и Индийского океанов.

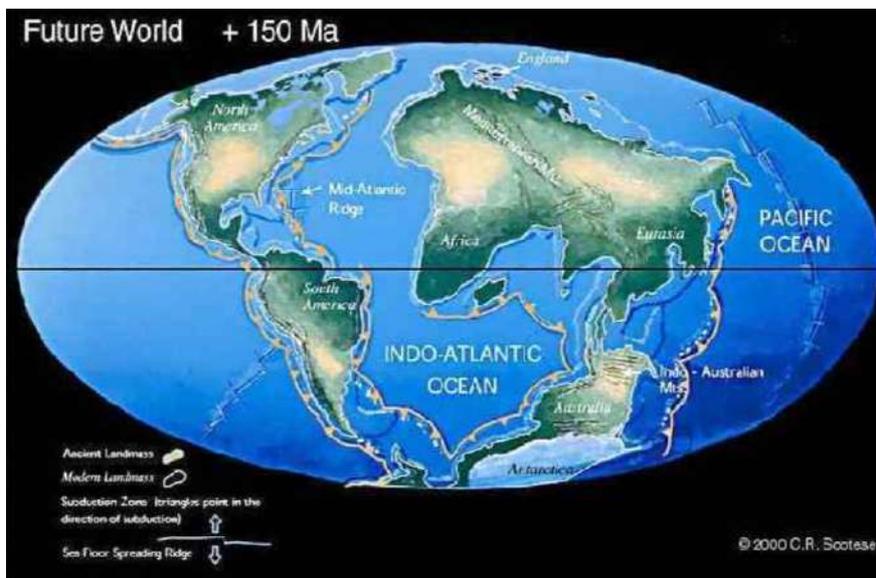


Рис. 18.44. Прогноз тектонического развития Земли: 150 млн лет

Прогноз тектонического развития Земли через 250 млн лет

Постепенное закрытие океанов приведет к тому, что через 250 млн к образованию новой *Пангеи (Ultima)*, которая объединит в себе все существующие на данный момент массивы (рис. 18.45). Этот массив будет противопоставлен крупному Тихому океану (Панталасса).

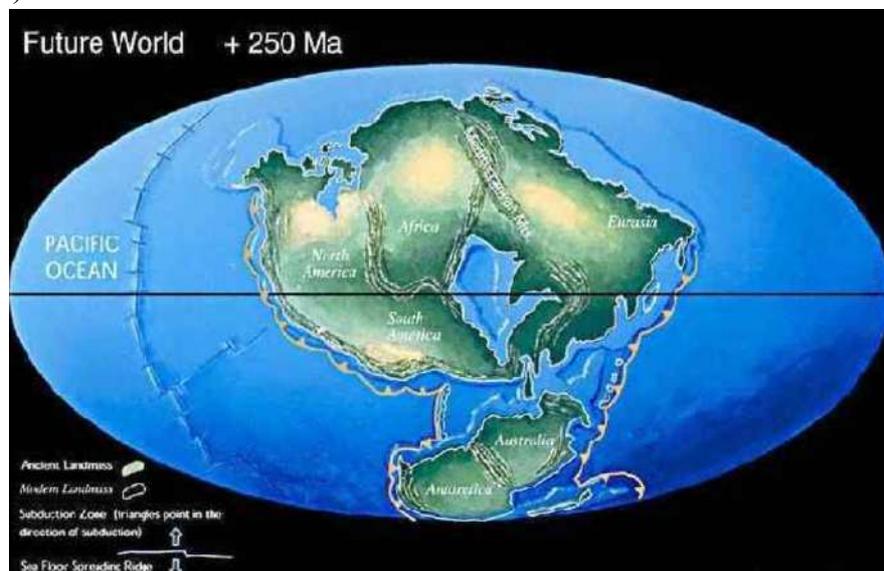


Рис. 18.45. Прогноз тектонического развития Земли: 250 млн лет



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ