

Стратиграфические подразделения	Категории стратиграфических подразделений		
	общие	региональные	местные
Основные	<p>Акротема Эонотема Эратема (группа) Система Отдел Ярус Хронозона: Раздел Звено</p> <p>Ступень</p>	<p>Горизонт Слои с географическим названием</p>	<p>Комплекс Серия Свита Пачка</p>
Специальные	Морфолитостратиграфические: органогенные массивы, олистостромы, клиноформы, стратогены.		
	Биостратиграфические: биостратиграфические зоны различных видов, ареальные зоны, вспомогательные подразделения (слои с фауной или флорой).		
	Климатостратиграфические, магнитостратиграфические, сейсмостратиграфические подразделения.		

И.В. Гордиенко

История развития ЗЕМЛИ

Часть 1

Общие положения и методы
историко-геологических
исследований

Предмет и задачи исторической геологии и ее связь с другими

геологическими дисциплинами

- **Историческая геология** рассматривает историю развития Земли как планеты Солнечной системы от ее зарождения до формирования современного облика. Уже само название «историческая геология» подчеркивает, что эта наука изучает геологическую историю или, как часто говорят, эволюцию земной коры и Земли в целом со времени ее возникновения до настоящего времени.
- Сложная и длительная геологическая история Земли насыщена разнообразными природными явлениями, событиями и процессами. Рассматривая геологическое прошлое в хронологическом (временном) порядке, историческая геология помогает устанавливать закономерности развития Земли и земной коры на разных этапах геологической истории, восстанавливать эволюцию органического мира, осадконакопления, магматизма и формирования тектонических структур. Поэтому историческая геология тесно связана с другими близкими к ней геологическими науками, прежде всего, со **стратиграфией, палеонтологией и геохронологией, а также с палеогеографией, палеовулканологией, палеотектоникой и палеогеодинамикой.**

■ Основные задачи историко-геологических исследований

- следующие:
- 1. Определение последовательности формирования геологических событий, относительного и абсолютного возраста горных пород, слагающих земную кору и мантию Земли. Эти вопросы помогает решать палеонтология и стратиграфия. геохронология.
- 2. Восстановление физико-географических условий земной поверхности прошлых эпох. Эти вопросы решает палеогеография на основе фациального анализа.
- 3. Восстановление истории магматических и метаморфических процессов в земной коре по данным относительного и абсолютного возраста. Этим занимается петрология, палеовулканология, геохронология, изотопная геохимия, глубинная геодинамика.
- 4. Восстановление тектонических движений и истории развития структуры земной коры. Этим занимается палеогеодинамика, историческая геотектоника, региональная геотектоника.
- 5. Установление строения и закономерностей развития земной коры и Земли в целом. Решение этой задачи вытекает из синтеза всех геологических наук и является итогом историко-геологических исследований.

- Стратиграфические исследования имеют две последовательные основные задачи:
- 1 Стратиграфическое расчленение осадочного разреза на слои, пачки на основе состава пород, перерывов, несогласий и заключенных в них ископаемых органических остатков;
- 2 Стратиграфическая корреляция слоев и сопоставление разрезов, т.е. установление геологических одновозрастных слоев, пачек, выделенных в разных, часто весьма удаленных участках.
- Эти две задачи неразрывно связаны друг с другом и выполняются при геологическом картировании или при специальных стратиграфических исследованиях с целью создания региональной или глобальной стратиграфической шкалы.

Стратиграфия занимается определением относительного возраста и последовательности формирования пород.

- *Относительное летоисчисление* выявляет относительный возраст геологических объектов, то-есть время какого-либо события в истории района по отношению ко времени другого геологического события.
- Относительный возраст определяется по остаткам ископаемых организмов в осадочных породах (палеонтологические методы) или по взаимоотношению осадочных, магматических и метаморфических пород (непалеонтологические методы).
- **Продолжительность времени** устанавливается обычно в таких единицах, как **эра, период, эпоха, век.**

Стратиграфические исследования опираются на несколько теоретических положений, которые в разное время были сформулированы в работах выдающихся естествоиспытателей. Среди этих принципов важнейшими являются:

Принцип Н.Стенона – это принцип последовательности напластования, постулирует, что «при ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя». Однако на практике надо быть внимательным, так как осадочные слои могут быть нарушены надвигами, сдвигами, складчатостью и другими деформациями. Этот принцип позволяет установить временные соотношения (раньше-позже) между пачками, слоями, толщами.

Принцип В.Смита – это принцип палеонтологического или биостратиграфического расчленения и корреляции гласит, что «одновозрастные слои осадков содержат одни и те же или близкие исходные ископаемые организмы», т.е. отложения можно отличать и сопоставлять по заключенным в них ископаемым органическим остатками фауны и флоры. Из курса палеонтологии известно, что ископаемые фауны и флоры следуют друг за другом в определенном порядке в связи с развитием органического мира.

Принцип Д.Геттона сформулирован еще в XVIII веке. Он основан на законах относительного возраста пород: а) Закон пересечений: магматическая порода всегда моложе той, которую она рассекает (прорывает); б) Закон включений: включение (или ксенолит) всегда старше вмещающей породы.

Принцип Н.А.Головкинского – Й. Вальтера, - принцип возрастной миграции пограничных поверхностей литологически однородных слоев. Он звучит так, что «в каждом слое можно считать одновозрастными осадки, которые распределились в направлении параллельном береговой линии древнего бассейна». Поэтому при трансгрессии или регрессии моря смена осадков по вертикали соответствует и горизонтальной зональности.

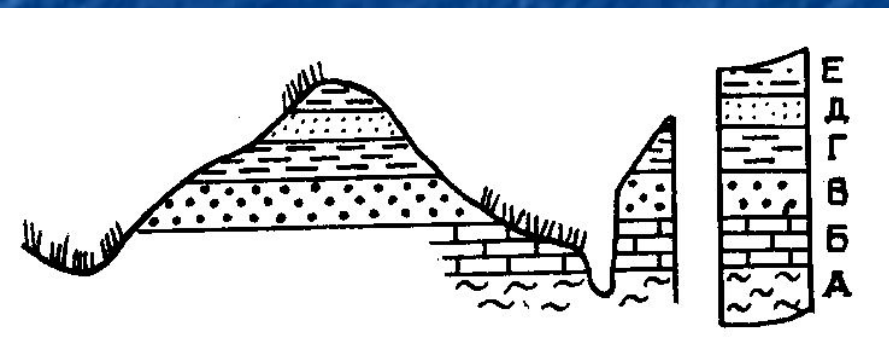
Исходя из принципов стратиграфии методы стратиграфических исследований могут быть разделены на две крупные группы:

- 1) Непалеонтологические или геолого-стратиграфические методы и
- 2) Палеонтологические или биостратиграфические методы. Как указывалось выше, эти методы позволяют определять только относительный возраст пород.

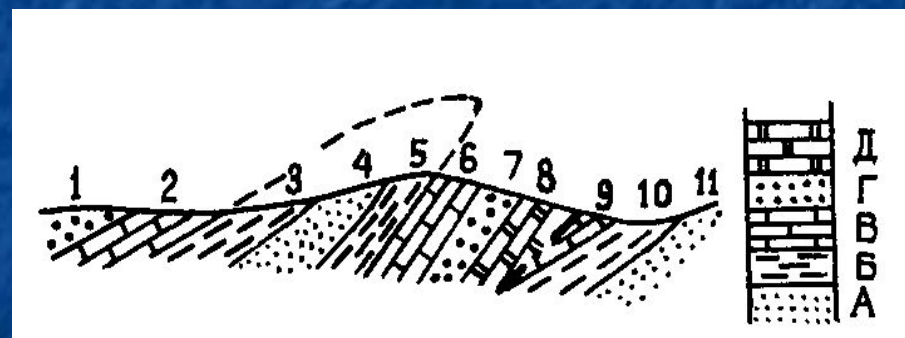
Геолого-стратиграфические методы позволяют расчленять разрезы на слои, пачки на основе изменения состава и строения слоев, оценить возраст и провести корреляцию одновозрастных слоев. Большинство этих методов считаются вспомогательными. Их можно использовать вместе с палеонтологическими (биостратиграфическими) методами, которые являются основными.

- **Палеонтологические методы** являются наиболее надежными методами расчленения, определения относительного возраста отложений и их корреляции на больших территориях, основанных на использовании ископаемых остатков организмов. В основе этих методов лежит принцип последовательной смены неповторяющихся в разрезах фаунистических и флористических комплексов, отражающих этапность их исторического развития.

- **Литолого-стратиграфический метод.** Суть этого метода заключается в расчленении разреза на отдельные слои и пачки, отличающиеся по петрографическому составу, структурным и текстурным особенностям пород, окраске, наличию в породах характерных и только им присущих минералов и т.д.
- По всем этим признакам изучаются конкретные обнажения и устанавливается последовательность напластования пород. В этом случае работает основной принцип стратиграфии – принцип Н.Стенона: нижележащий слой древнее перекрывающего.
- При изучении разрезов (горизонтальное или складчатое залегание слоев) производится сопоставление слоев и разрезов в близких обнажениях и в последующем строится стратиграфическая колонка. При этом слои с одинаковой или близкой минералого-петрографической характеристикой рассматриваются как одновозрастные.



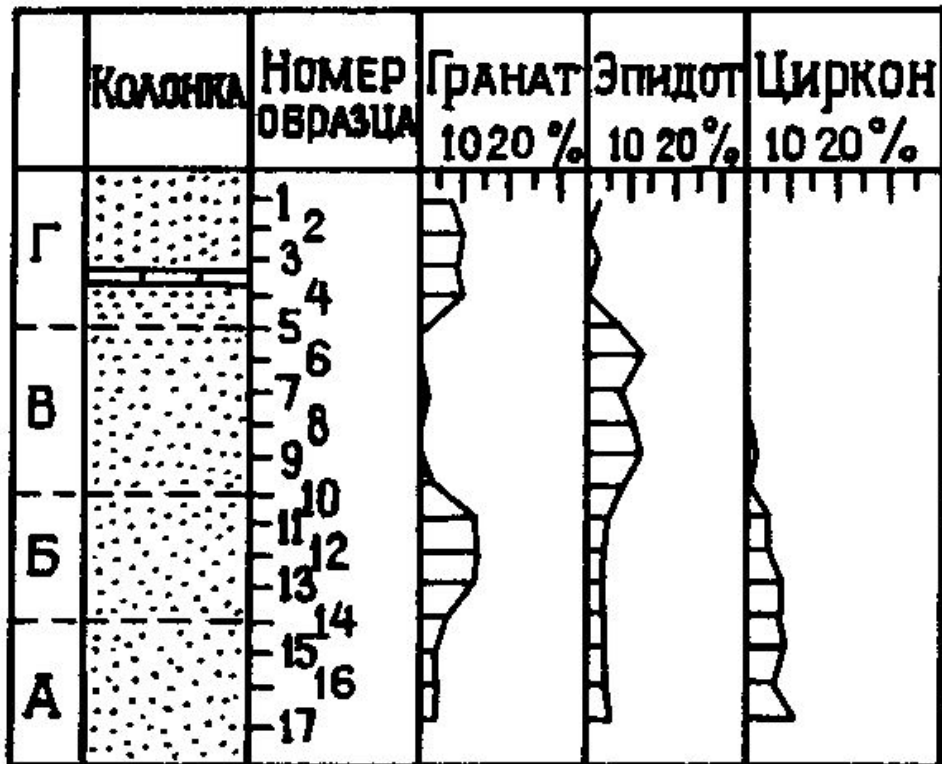
Стратиграфический разрез при горизонтальном залегании слоев. А-Е – стратиграфическая последовательность слоев.



Стратиграфический разрез при складчатом залегании слоев.

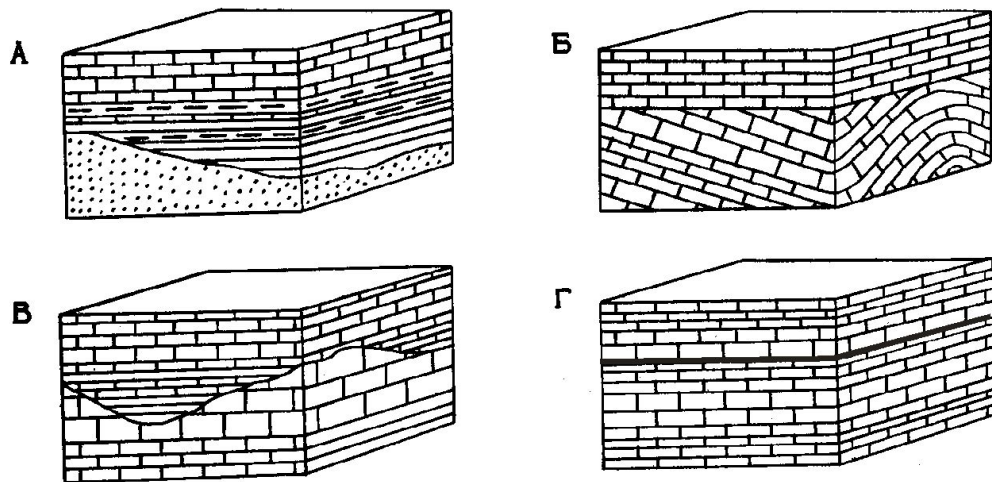
1-11 – последовательность слоев в обнажении; А-Д – стратиграфическая последовательность слоев.

- При расчленении однообразных пород, например, монотонной осадочной толщи, иногда очень мощной (в несколько км) требуется очень кропотливое лабораторное изучение образцов, тщательно отобранных по всему разрезу. Здесь используется минералого-петрографический метод. Петрографическим методом изучается состав минеральный состав пород, выделяет характерные минеральные ассоциации. Или методом шлиховой промывки проб выделяются характерных ассоциаций минеральных зерен, например, граната, циркона, монацита, эпидота и др.. Затем на основании статистической обработки проб выделяются горизонты (пачки) с преобладающими фракциями минералов и производится их сопоставление



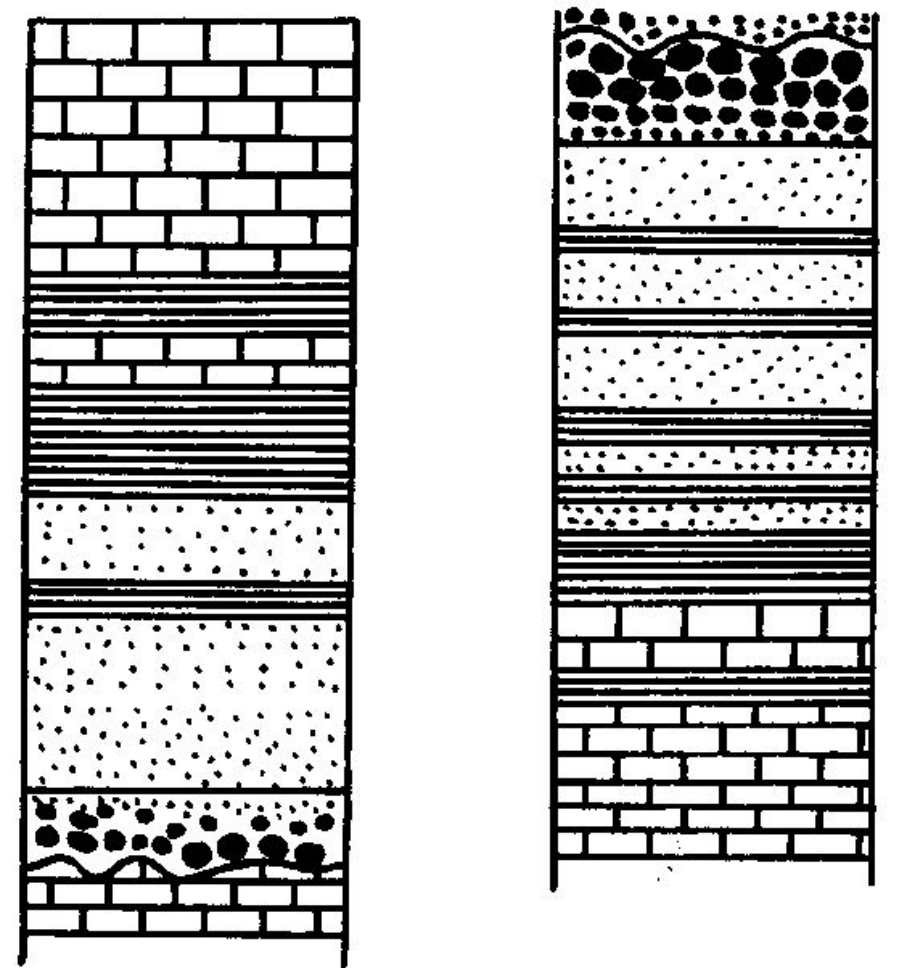
Выделение пачек осадочных пород в монотонной толще по минеральному составу. Пачки: А – цирконовая, Б – гранат-цирконовая, В – эпидотовая, Г – гранатовая.

Тектоно-стратиграфические или структурные методы. В основу этих методов положена идея об одновременности тектонических движений на больших площадях. Слоистые осадочные толщи, накопившиеся на дне морских бассейнов или на суше, в отдельные моменты геологической истории сминались в складки, размывались и при последующих трансгрессиях моря снова перекрывались более молодыми слоями. Поэтому расчленение разрезов на пачки и их относительную корреляцию можно проводить по поверхностям несогласий.



Типы несогласий: А – несогласное перекрытие, Б – угловое несогласие, В – параллельное несогласие, Г – скрытое несогласие.

Несогласия являются реперами, по которым производится сопоставление соседних разрезов. Различаются следующие типы несогласий: А) несогласное перекрытие слоистыми толщами древнего фундамента; Б) угловое, структурное несогласие между слоистыми толщами; В) параллельное несогласие, то-есть совпадение элементов залегания контактируемых толщ, наличие ясно выраженных поверхностей размыва между ними и срезание ряда слоев нижней толщи; Г) скрытое несогласие, которое сопровождается выпадением какой-либо части разреза.



А-трансгрессия,

Б-регрессия.

Ритмостратиграфический метод или метод циклического анализа.

Он основан на одновременности тектонических движений (трансгрессий и регрессий моря) на больших территориях.

Разрез расчленяется на пачки, отвечающих времени относительных поднятий, приводящих к обмелению бассейна (регрессия) и опусканий, приводящий к его углублению (трансгрессия).

Цикл от трансгрессии А до регрессии Б называется осадочным или седиментационным циклом.

Обычно цикл начинается мелководными отложениями, свидетельствующими о начале трансгрессии моря, затем более глубоководными – максимум трансгрессии и затем опять – мелководными, свидетельствующими о начале регрессии.

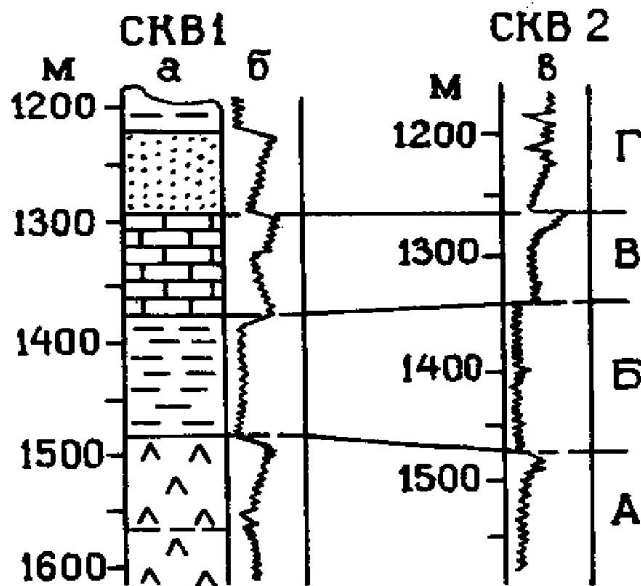
Здесь важное значение имеют перерывы в осадконакоплении (местные и глобальные трансгрессии). В начале каждого цикла обычно происходит обновление фауны, появление новых видов и т.д. Этот метод широко используется при изучении ритмически построенных толщ: угленосных, флишевых, турбидитовых.

Палеоклиматический или климатостратиграфический метод. Основан на изучении изменений климата, который отражается на условиях осадконакопления, фациальном облике отложений и соответственно изменении органического мира. Он широко используется при глобальных геодинамических реконструкциях, для определения положения материков в разных климатических зонах (тропики, субтропики, северные широты и т.д.) на основании изучения осадочных отложений на континентах (платформах) и микроконтинентах (например, эвапориты, карбонатные рифы, ледниковые отложения, фосфориты и т.д.). Этот метод широко применяется для изучения и сопоставления разрезов четвертичных отложений, где анализируются в основном споро-пыльцевые комплексы растений. Он дополняет биостратиграфические методы.

Геофизические и геохимические методы стратиграфического анализа

основываются на определении отдельных физических и химических свойств горных пород. Эти методы по сути сходны с минералого-петрографическими методами. Среди них выделяются каротажные, палеомагнитные, сейсмостратиграфические методы.

Каротажные методы используются в основном в нефтяной геологии для изучения разрезов по скважинам. Для расчленения разрезов используется электрокаротаж, когда снимаются показатели кажущегося удельного электрического сопротивления пород, а также гамма-каротаж или ядерный каротаж, при котором изучается естественная радиоактивность пород. По этим параметрам строят каротажные диаграммы на весь разрез скважины и по физическим и геохимическим показателям сопоставляются пачки, слои и разрезы (рис.8). Изучение каротажных диаграмм соседних скважин дает возможность сопоставлять разновозрастные слои и пачки пород.



Сопоставление разрезов с помощью каротажных диаграмм: А, Б, В, Г – пачки, характеризующиеся различным литологическим составом (ангидриты, известняки, песчаники) и соответственно физическими свойствами этих пород; а – колонка по скв.1, б и в – каротажные диаграммы: б – по скв. 1, в – по скв. 2.

Палеомагнитный или магнитостратиграфический метод основан на изучении естественной остаточной намагниченности пород. Наша Земля представляет собой гигантский шарообразный магнит с положительным (северным) и отрицательным (южным) полюсами, которые в истории развития Земли неоднократно менялись местами (дипольные вариации). Установлено, что ферромагнитные минералы (магнетит, титаномагнетит), находящиеся в лавах или осадках, при своем образовании намагничиваются и ориентируются в существующем магнитном поле Земли. Намагниченность минералов сохраняется длительное время и за редким исключением (например, при нагревании пород выше точки Кюри) не изменяется даже при складчатости. В настоящее время разработана детальная шкала инверсий магнитного поля Земли, с миграцией магнитных полюсов и соответственно изменением вектора первичной намагниченности. По этому методу можно не только проводить стратиграфическую корреляцию разрезов, но и определять возраст пород, особенно кайнозойских и мезозойских отложений. Сейчас этот метод совершенствуется и применяется во многих странах. Обращение полярности магнитного поля позволило создать науку магнитостратиграфию, изучающую расчленение отложений горных пород на основе их прямой или обратной намагниченности. Установлено, что эти процессы происходят одновременно в пределах всего земного шара. Недостатки этого метода объясняются некоторыми недоизученными вопросами. Например, пока не ясно, почему Земля испытывает инверсию магнитного поля. Палеомагнитный метод в настоящее время широко используется при палеогеодинамических реконструкциях.

- Истинную продолжительность отдельных геохронологических единиц (в тысячах и миллионах лет) можно установить только радиогеохронологическими методами или методами определения абсолютного возраста. Изотопный возраст устанавливается экспериментально, путем сравнения количества содержащегося в породе радиоактивного элемента и количества продуктов его распада, т.е. его изотопов. Экспериментально для каждого радиоактивного изотопа определен период полураспада. В зависимости от конечных продуктов распада различают следующие методы: свинцовый или уран-свинцовый, гелиевый, рубидий-стронциевый, калий-аргоновый, углеродный, самарий-неодимовый, аргон-аргоновый и другие.

Свинцовый метод или уран-свинцовый определяет количество урана, тория и количество продуктов их распада – радиогенного свинца. Пригоден для пород, где есть уран- и торийсодержащие минералы (монацит, ортит, циркон и др.). В настоящее время этот метод самый надежный для определения возраста в основном магматических и метаморфических пород.

Рубидий-стронциевый метод основан на распаде радиоактивного изотопа ^{87}Rb и превращения его в изотоп стронция ^{87}Sr . Период полураспада рубидия равен 47000 млн.лет. Rb-Sr методом определяется возраст магматических пород как по минералам, так и по валовым пробам.

Самарий-неодимовый метод основан на распаде изотопа самария ^{147}Sm с периодом полураспада 153 млрд. лет. Конечным продуктом распада является радиогенный неодим ^{144}Nd . Самарий-неодимовый метод считается одним из наиболее надежных (наряду с U-Pb по циркону) для определения возраста магматических и глубокометаморфизованных докембрийских пород, хотя дает иногда заниженные значения.

Гелиевый метод основан на сравнении ^{238}U или ^{232}Th и продуктов их распада – гелия. Также как и свинцовый метод он может быть использован для определения возраста магматических пород.

Калий-аргоновый метод ранее широко использовался в геологии, т.к. калиевые минералы (калишпаты) являются обычными в природе. Возраст магматических пород определялся по изотопам K^{40} и продуктам его распада Ar^{40} (период полураспада 1300 млн. лет). К недостаткам этого метода относится то, что калиевые минералы при метаморфизме, метасоматозе и в результате различных тектонических дислокаций подвергаются сильным изменениям и этот сложный процесс трудно оценить. В настоящее время разработан и широко применяется более надежный $^{39}Ar/^{40}Ar$ метод определения возраста магматических пород.

Радиоуглеродный метод $^{14}C/^{12}C$ применяется в основном в археологии и антропологии для определения возраста костных остатков или углей в очаге первобытных стоянок людей. При использовании этого метода следует учитывать атомные взрывы, при которых образуются изотопы углерода, которые трудно учитывать в этом методе.

Метод трекового деления урана основывается на том, что во всех минералах, содержащих уран, возникают структурные изменения, фиксирующие пробег осколков от спонтанного деления урана. Они видны в виде треков при увеличении под микроскопом. Обычно подсчитывается плотность этих треков, т.е. их число на единицу поверхности. Чем больше возраст минерала, тем больше плотность треков при прочих равных условиях.

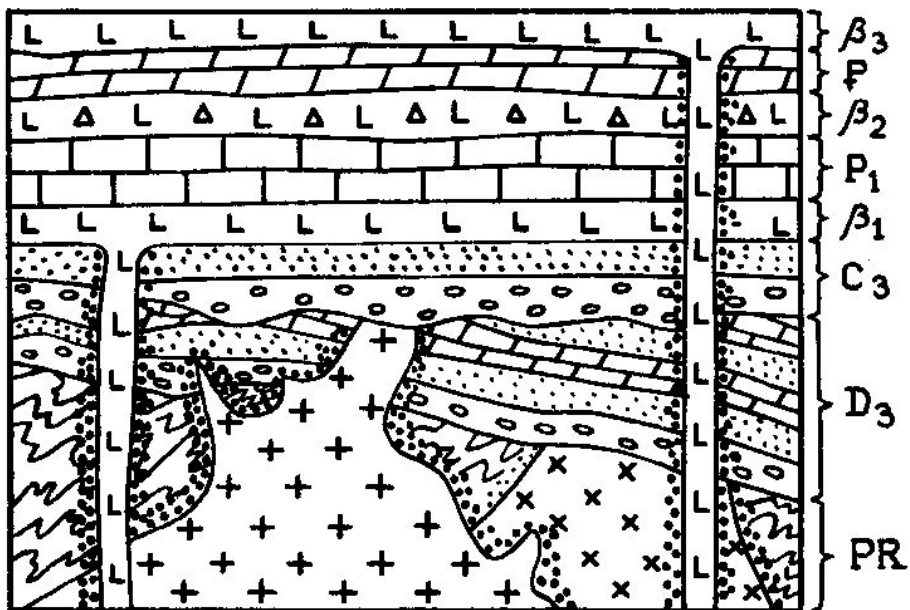
Палеонтологические (биостратиграфические) методы

- Эти методы являются наиболее надежными методами расчленения, определения относительного возраста отложений и их корреляции на больших территориях, основанных на использовании ископаемых остатков организмов.
- В основе этих методов лежит принцип последовательной смены неповторяющихся в разрезах фаунистических и флористических комплексов, отражающих этапность их исторического развития. Неповторяемость видов эволюции органического мира была замечена Ч.Дарвиным. Он доказал, что исчезнувший вид никогда не может появиться снова. В дальнейшем бельгийский ученый Л.Долло на основе идей Ч.Дарвина в 1893 г. установил закон необратимости эволюции органического мира – закон Дарвина-Долло, который звучит так, что «каждый комплекс ископаемых остатков организмов, приуроченный к тому или иному слою, отражает определенный этап развития органического мира и является неповторимым». Это позволяет использовать ископаемые остатки организмов для определения относительного возраста пород.

Метод руководящих форм ископаемых организмов.

Руководящими формами называют остатки вымерших животных и растений, которые отвечают следующим требованиям: эти формы должны иметь небольшое вертикальное распространение (по разрезу), но широкое горизонтальное (географическое) распространение и встречаться в большом количестве и хорошей сохранности. Согласно этому методу одновозрастными будут слои, содержащие идентичный или близкий состав руководящих форм. Однако в природе это не всегда так получается. В настоящее время, применяя метод руководящих ископаемых форм, учитываются прежде всего образ жизни организмов, зависящей от среды обитания и ограничивающих их пространственное распространение. Установлено, что существуют космополиты (широкое распространённые формы) и эндемики (формы, имеющие ограниченное распространение), а также другие осложняющие явления (например, рекурренция, т.е. нахождение одних и тех же руководящих форм в разных стратиграфических горизонтах, указывающих на неоднородность вымирания). Поэтому, необходимо детальное изучение этих форм специалистами палеонтологами, чтобы определить являются ли они руководящими формами.

- Так как магматические породы не содержат органических остатков, их относительный возраст определяется косвенным путем исходя из взаимоотношений с осадочными породами.
- При определении относительного возраста слоистых вулканических и вулканогенно-осадочных пород применяют общие принципы стратиграфического расчленения и корреляции, так как по характеру залегания и взаимоотношению с осадочными породами они принципиально не отличаются от последних. Их возраст определяется исходя из возраста подстилающих и перекрывающих осадочных пород, содержащих ископаемые органические остатки.



Определение относительного
возраста вулканических и интрузивных
пород.

1 – палеоген (мергели); 2 – нижняя пермь (известняки); 3 – верхний карбон (конгломераты, песчаники, известняки); 5 – протерозой (метаморфические породы); 6 – туфы базальтов; 7 – базальты; 8 – граниты; 9 – диориты; 10 – контактовый метаморфизм.

- Сложнее определить возраст интрузивных пород. В большинстве случаев интрузивные тела прорывают осадочные толщи. В этих случаях возраст интрузивных пород будет моложе возраста вмещающих осадочных пород, т.е. устанавливается только нижний предел возраста интрузивных пород.
- Для более точного определения возраста интрузивных тел необходимо установить возраст пород, перекрывающих их. Возраст интрузивного тела будет определяться интервалом между возрастом прорываемых пород и возрастом пород, перекрывающих этот интрузив. Нередко, к сожалению, этот интервал оказывается весьма широким и тогда приходится прибегать к радиогеохронологическим методам определения абсолютного возраста магматических пород, которые для них являются наиболее надежными.

- Стратиграфия и геохронология неразрывно связаны между собой и поэтому стратиграфическую классификацию нельзя рассматривать в отрыве от классификации геохронологической. Обе они отражают один и тот же исторический процесс развития Земли. Тем не менее вследствие неполноты геологической летописи и недостаточного знания всех геологических событий, а также неоднозначности их расшифровки на практике существуют две самостоятельные шкалы: стратиграфическая и геохронологическая.
- Стратиграфическая шкала отражает последовательность отложений, расчленение их на отдельные стратиграфические единицы, выражает их временной объем и соподчиненность.
- Геохронологическая шкала показывает длительность и последовательность основных этапов развития земной коры и Земли в целом. Обе эти шкалы свидетельствуют об общем ходе и результатах единого закономерного процесса формирования земной коры. Каждому стратиграфическому подразделению соответствует геохронологическое и, в свою очередь, любое стратиграфическое подразделение должно быть хроностратиграфическим.
- Основные подразделения международной стратиграфической шкалы, на базе которой в дальнейшем была создана геохронологическая шкала, были выделены в Западной Европе лишь в конце XIX века.

Основные стратиграфические подразделения

1. *Общие стратиграфические подразделения* представляют собой совокупности горных пород, время формирования которых отвечало определенным этапам геологической истории Земли, отражающим общие закономерности последовательного развития литосферы и биосферы. Общие подразделения устанавливаются с помощью разных методов. Общим стратиграфическим подразделениям соответствуют геохронологические эквиваленты:

Общие стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения
1. Акротема	Акрон
2. Эонотема	Эон
3. Эратема (группа)	Эра
4. Система	Период
5. Отдел	Эпоха
6. Ярус	Век
7. Хронозона : Раздел	Фаза
8. Звено	Пора
9. Ступень	Термохрон-криохрон

Структура стратиграфической классификации

- Стратиграфическим кодексом России (2006) предусмотрено две группы стратиграфических подразделений: основные и специальные

Стратиграфические подразделения	Категории стратиграфических подразделений		
	общие	региональные	местные
Основные	Акротема Эонотема Эратема (группа) Система Отдел Ярус Хронозона: Раздел Звено Степень	Горизонт Слои с географическим названием	Комплекс Серия Свита Пачка
Специальные	Морфолитостратиграфические: органогенные массивы, олистостромы, клиноформы, стратогены.		
	Биостратиграфические: биостратиграфические зоны различных видов, ареальные зоны, вспомогательные подразделения (слои с фауной или флорой).		
	Климатостратиграфические, магнитостратиграфические, сейсмостратиграфические подразделения.		

- Стратиграфические исследования проводят на конкретных разрезах осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород. С помощью различных методов выделяют конкретные стратиграфические подразделения, представляющие естественные геологические тела, выясняют их последовательность и взаимоотношения.
- Разрез, на котором впервые выделено данное стратиграфическое подразделение, носит название **стратотипа**, а район, где он располагается, называется **стратотипической местностью**.

■ **Фациальный анализ**

- Согласно современным представлениям, фациальный анализ – это метод восстановления древней физико-географической или палеогеографической обстановки осадконакопления по породам и содержащимся в них окаменелостям.
- Все реконструкции при фациальном анализе основаны на сравнении, на аналогиях, т.е. на принципах актуализма. Принцип актуализма лежит в основе палеогеографических и палеотектонических исследований. Этот принцип, сформулированный Ч.Лайелем в 1833 году в книге «Принципы геологии», говорит о том, что современные природные процессы являются ключом к познанию процессов далекого геологического прошлого. Этот принцип широко применяются в различных областях исторической геологии и тектоники. Однако следует иметь в виду, что полной аналогии между прошлым и настоящим временем развития Земли нет. И поэтому, несмотря на то, что принцип актуализма предоставляет единственную возможность заглянуть вглубь, в прошлое Земли, он имеет свои ограничения. Признание неизменности и однотипности явлений в прошлом и настоящем приводили к униформизму, т.е. метафизическому преломлению принципа актуализма.
- Естественно, что в течение всей своей истории Земля не оставалась постоянной. Менялись климатические условия, температура, состав атмосферы и воды, климат, непрерывно эволюционировал органический мир. Все эти процессы необходимо учитывать при сравнении древних и современных обстановок. К тому же следует иметь в виду, что одинаковые осадки могут накапливаться в разных условиях. Например, существуют глины глубоководные и мелководные, песчаники могут образовываться в морских и континентальных условиях (например, в озерах, реках). Поэтому важно знать палеогеографические условия формирования пород. Все это говорит о главенствующей роли фациального анализа для восстановления условий осадконакопления и вулканизма древних эпох.

Термин **фа́ция** (франц. *facies* облик, вид пород) впервые ввел в геологическую литературу швейцарский исследователь А.Грессли в 1838 году. Под **фа́циями** он понимал конкретные участки любого слоя **одновозрастных пород**, отличающихся от соседних участков как **литологическим составом**, так и **ископаемыми остатками организмов**, то-есть **фа́циальными признаками**

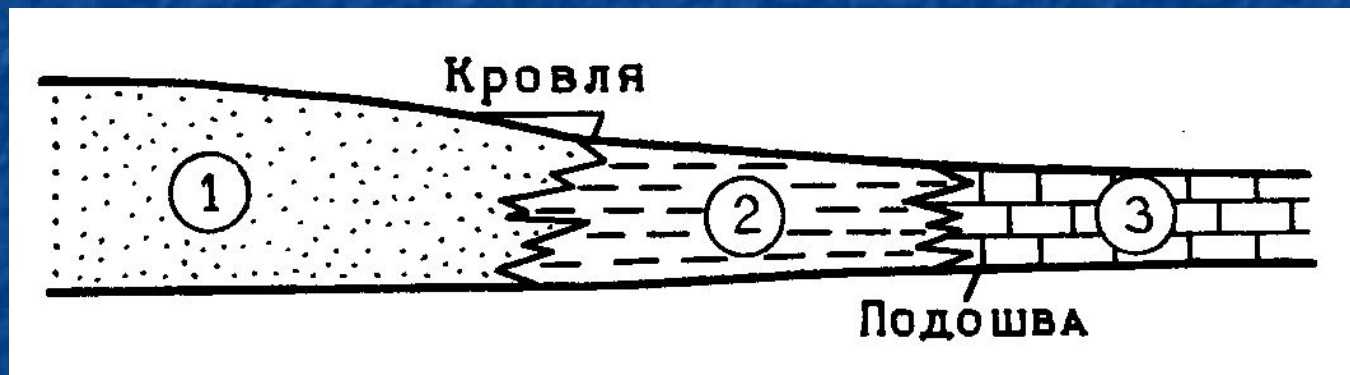


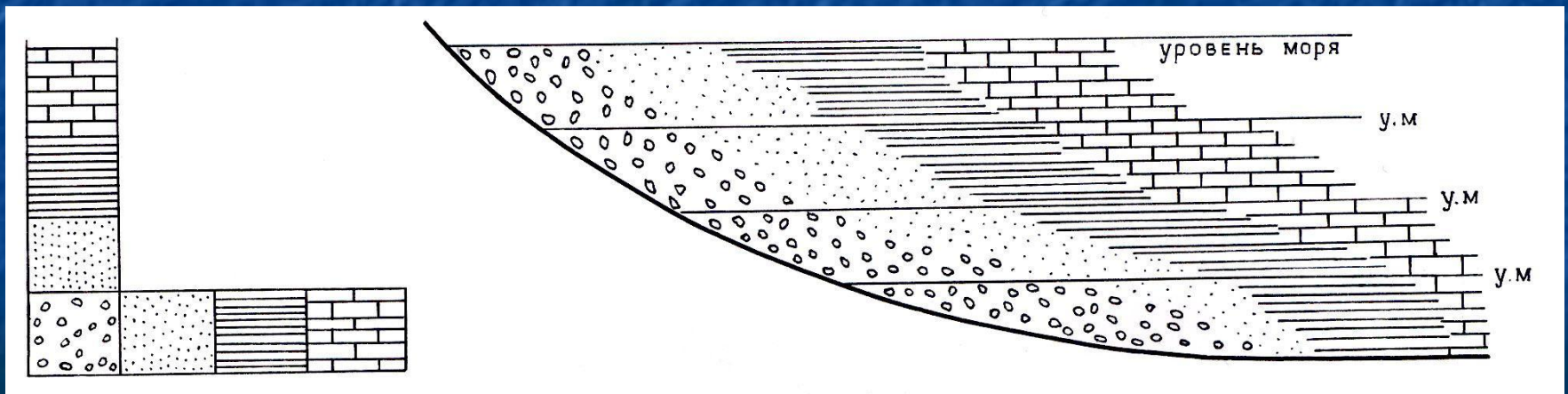
Схема соотношения фаций в пределах слоя одновозрастных пород.

1-3 – фации: 1 – фация, представленная песчаными породами с ископаемыми остатками наземных растений и морских, в основном бентосных беспозвоночных организмов; 2 – фация, представленная глинистыми породами с ископаемыми остатками морских, главным образом бентосных беспозвоночных; 3 – фация, представленная карбонатными породами с ископаемыми остатками морских, главным образом планктонных беспозвоночных

Схема соотношения фаций в плане и разрезе. Закон

Головкинского-Вальтера.

Принцип Н.А.Головкинского – Й. Вальтера, высказанный ими в 1868 и 1893 годах. Это принцип возрастной миграции пограничных поверхностей литологически однородных слоев. Он звучит так, что «в каждом слое можно считать одновозрастными осадки, которые распределились в направлении параллельном береговой линии древнего бассейна». Поэтому при трансгрессии или регрессии моря смена осадков по вертикали соответствует и горизонтальной зональности.



- Фациальный анализ осуществляется путем исследования отдельных разрезов осадочных пород определенного стратиграфического интервала и прослеживания установленных изменений и закономерностей на площади. Таким образом, выявление и исследование взаимных переходов одновозрастных отложений на площади составляет суть фациального анализа осадочных пород и толщ, а фации являются основными звеньями в этой работе. Наряду с фацией, существует более широкий комплекс отложений, образованных в определенных физико-географических условиях (аллювиальный, элювиальный, прибрежно-морской, подводно-обвальный и т.д.), которые не имеют стратиграфического содержания и характеризуют генетический тип отложений.

Литофациальный анализ применяется для изучения вещественного состава горных пород, особенностей их минералогического состава, структурных и текстурных признаков с целью восстановления древней географической обстановки их накопления.

Биофациальный анализ заключается в том, что по находящимся в породах окаменелостям изучаются отдельные организмы, их образ жизни и условия обитания, то-есть *палеобиоценозы*, и по ним восстанавливается палеогеографическая обстановка их обитания и соответственно условия осадконакопления. Исследования начинаются с определения общего характера захоронений – *ориктоценоза*. Различают два типа захоронений: 1) ископаемый биоценоз – палеобиоценоз – захоронение органических остатков на месте их обитания, т.е. обитавшие в определенном месте организмы не подвергались переносу и 2) танатоценоз - в этом случае организмы связаны друг с другом не местом обитания, а всего лишь местом захоронения. Здесь могут быть сосредоточены разные растения и животные (например, в результате наводнения и др.)

Палеогеографические обстановки

Выделяется три типа палеогеографических обстановок с особыми условиями осадкообразования: морские, континентальные и переходные. Морской тип включает только субаквальные (подводные) обстановки, где осаднение осадков резко преобладает над эрозией. Континентальный тип характеризуется развитием субаэральных и субаквальных обстановок. Переходный тип выделяется в областях чередования во времени и пространстве континентальных и морских обстановок. Процесс образования осадков в вышеназванных палеогеографических обстановках находится в зависимости от палеогеодинамического режима, что приводит в конечном итоге к появлению комплексов отложений различных генетических типов.

Морские обстановки

Мировой океан занимает 70,8% поверхности Земли и является основной областью накопления осадков (более 70% осадков).

Образования осадков в Мировом океане регулируется различными процессами. Существует 5 типов морских водоемов с особыми условиями накопления осадков: 1) океаны, где наблюдается автономное осадконакопление;

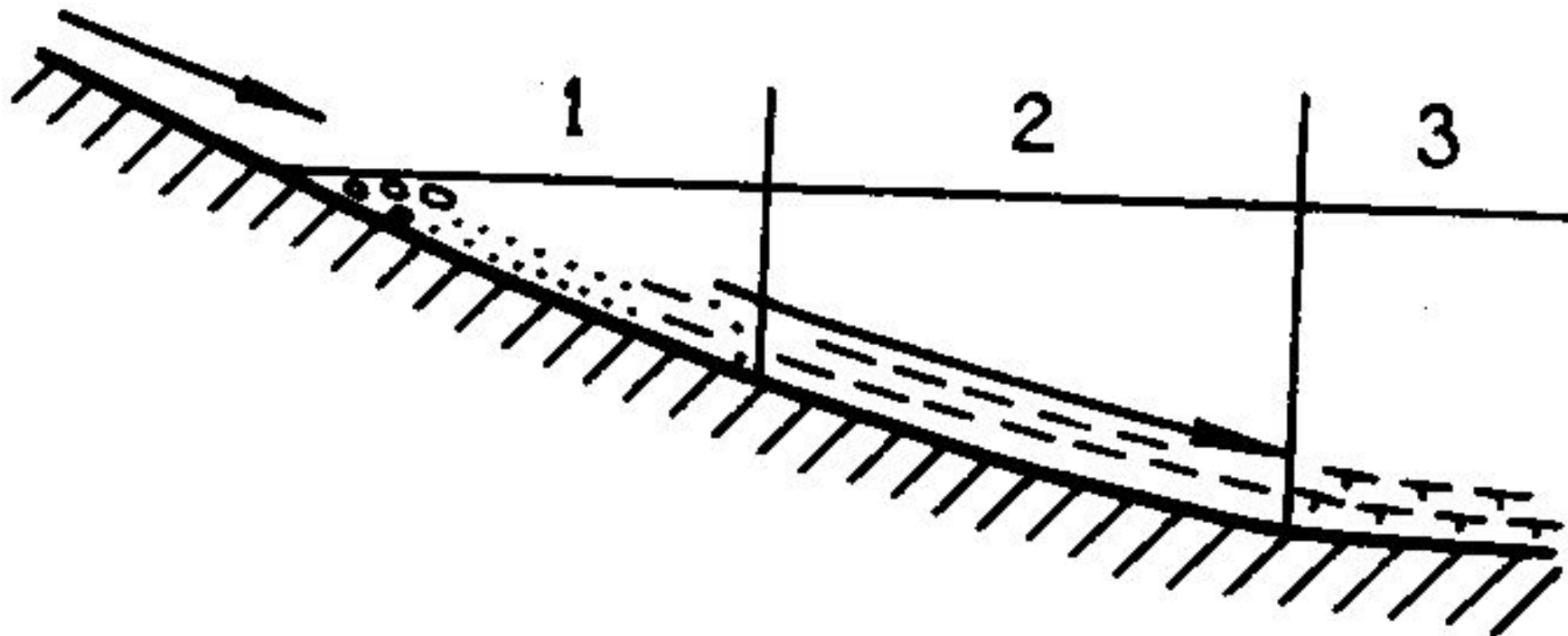
2) открытые в сторону океана моря и заливы (Бискайский залив, Аравийское море и др.) Осадконакопление в них тесно связано с океаном;

3) окраинные моря, отделение от океана цепочкой островов (Японское, Охотское, Берингово и др.);

4) внутриматериковые моря (Красное море, Средиземное, Черное);

5) изолированные от океана водоемы (Каспий, Арал, Байкал и др.).

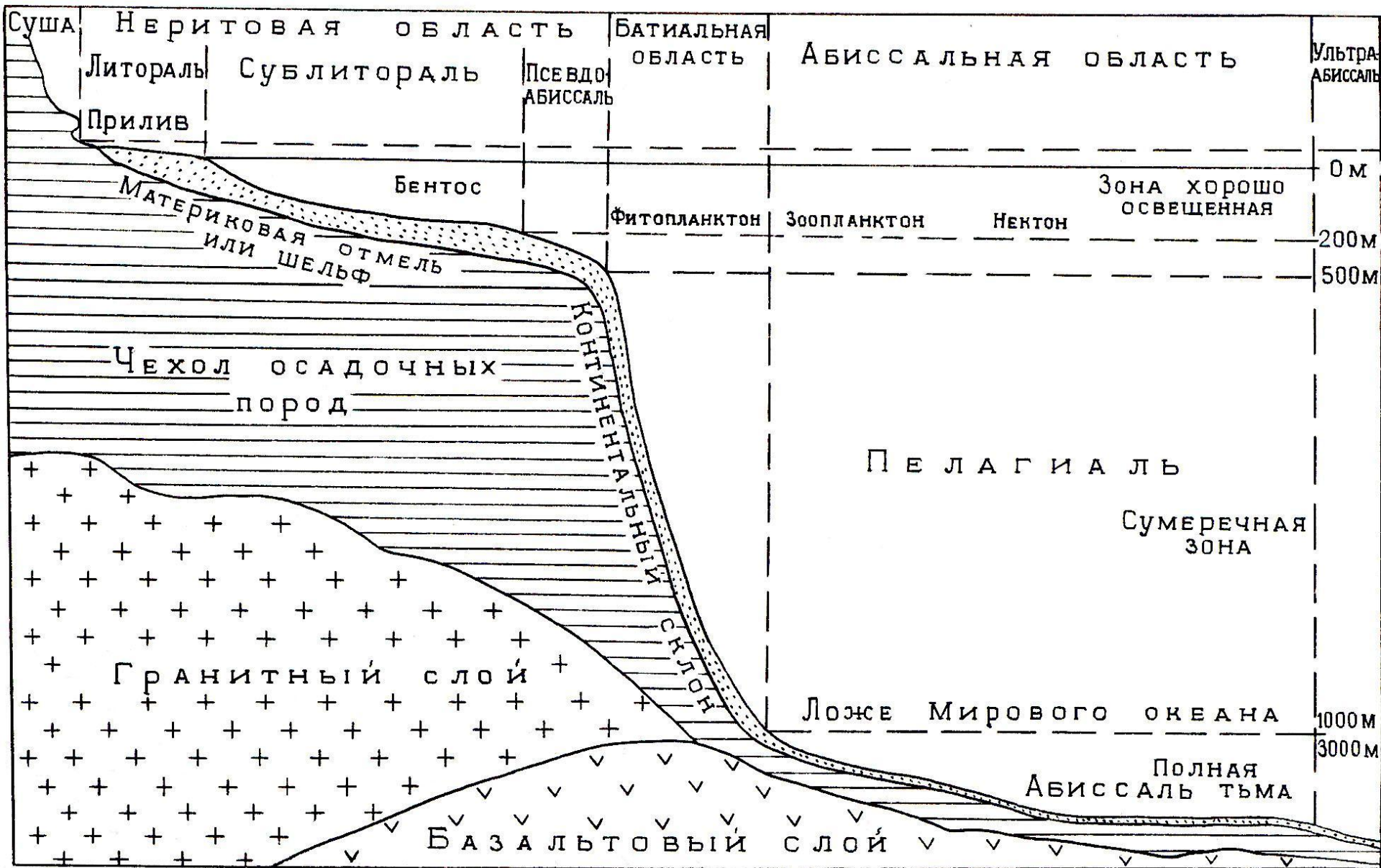
Они часто рассматриваются как озера, так как осадконакопление в них сильно отличается от океанического.



Идеализированная схема распределения терригенных и пелагических осадков в морском бассейне.

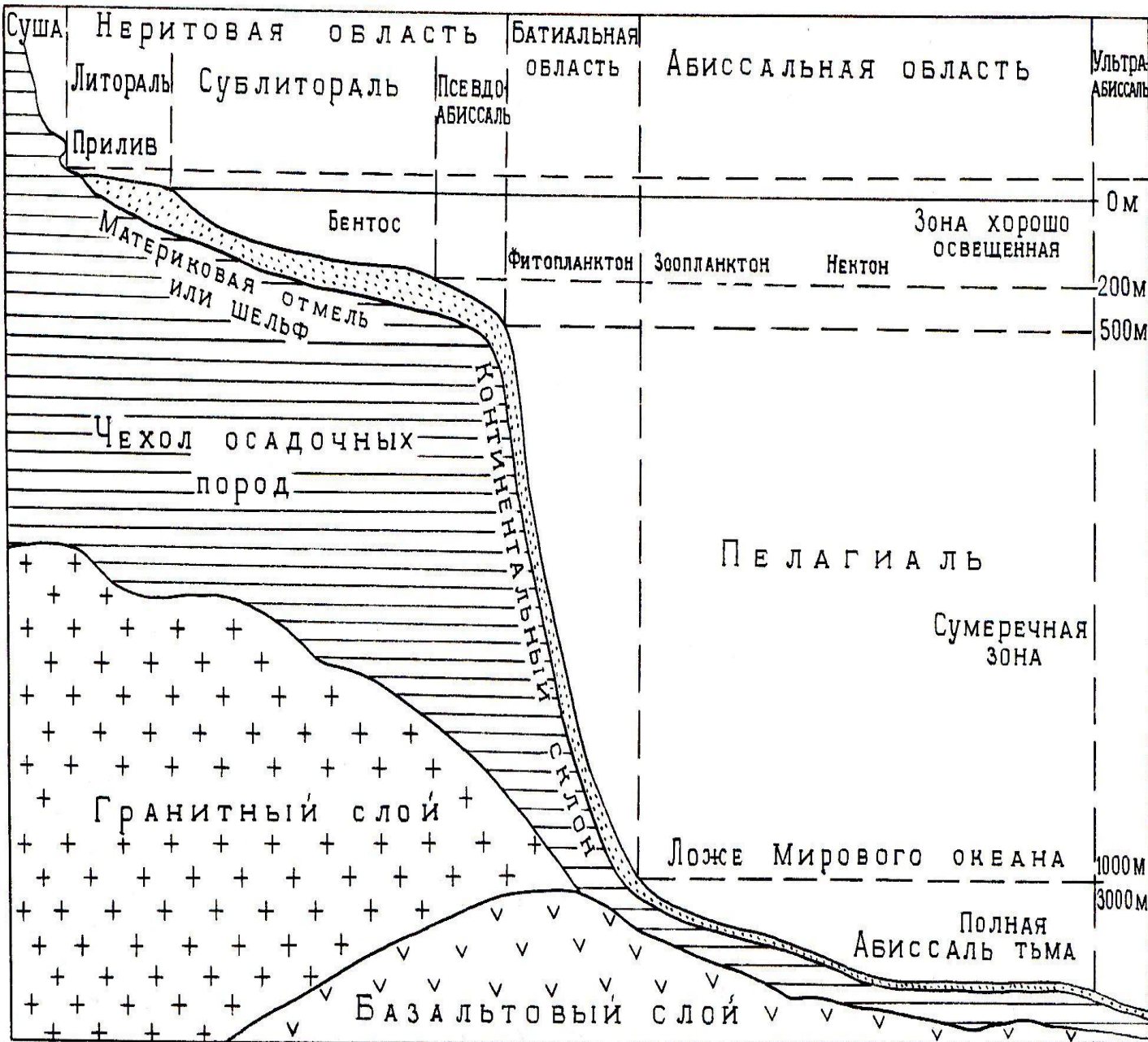
1-3 зоны: 1 – терригенных илов, 2 – полупелагических илов, 3 – пелагических илов. Стрелками показано направление движения терригенного материала.

- В первой зоне – терригенных илов, преобладает терригенный, часто грубый материал,
- Во второй зоне – полупелагических илов, преобладает мелкий терригенный материал находится в смеси с материалом пелагическим (хемогенным и биогенным),
- В третьей зоне пелагических илов, преобладает пелагический материал.
- Эта схема находит реальное отражение в обрамляющей матерки (циркумконтинентальной) зональности размещения различных типов осадков на поверхности дна.
- Терригенные обломочные осадки тяготеют к приконтинентальной области (к шельфу), гемипелагические – к периферии шельфа и континентальному склону, пелагические – к центральным океаническим областям.
- Основные факторы, влияющие на осадкообразование в Мировом океане: глубина, рельеф морского дна, соленость, температурный режим, движение воды, давление, газовый режим.



Морфологические элементы рельефа прибрежной зоны и дна Мирового океана.

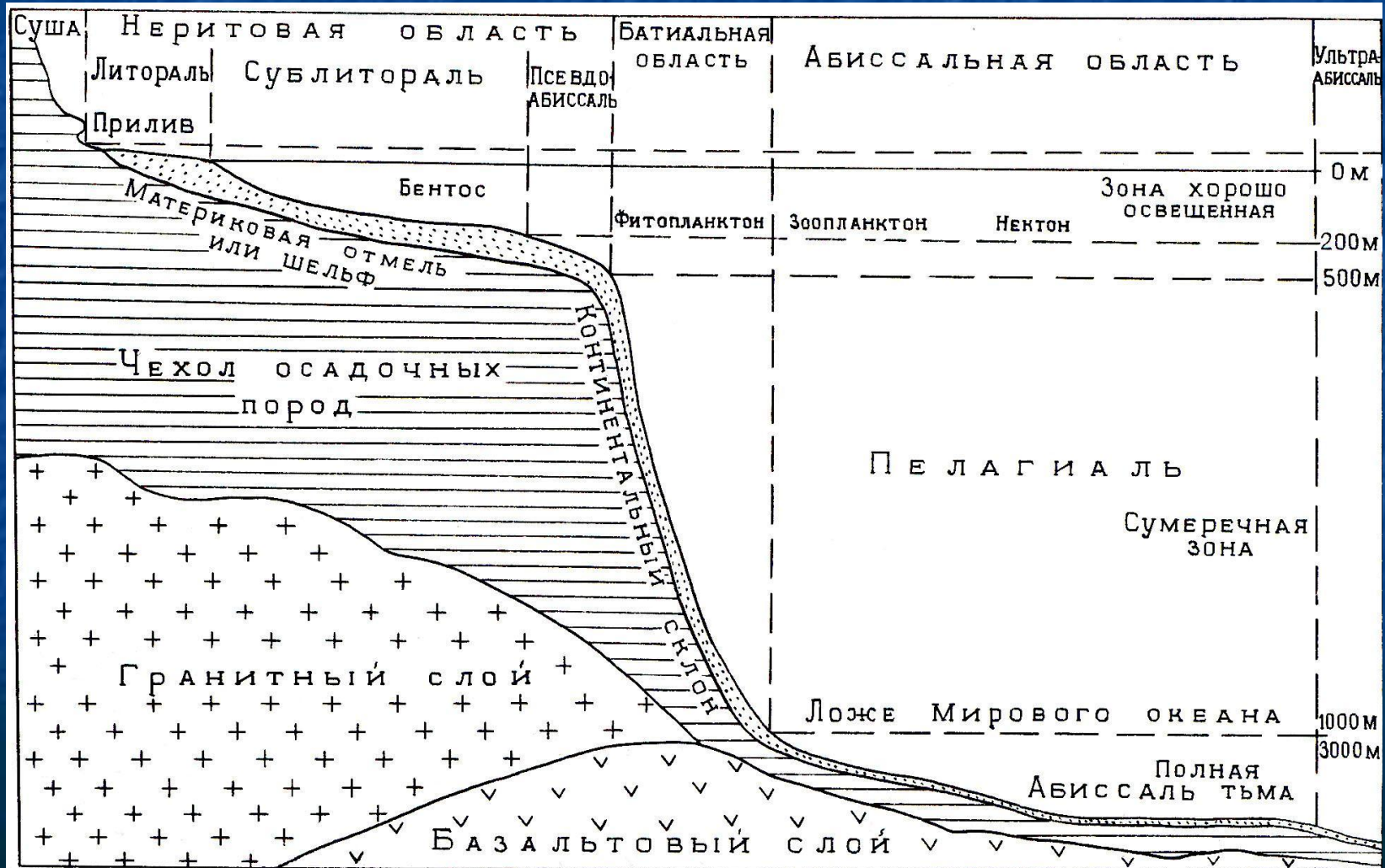
Глубина бассейна



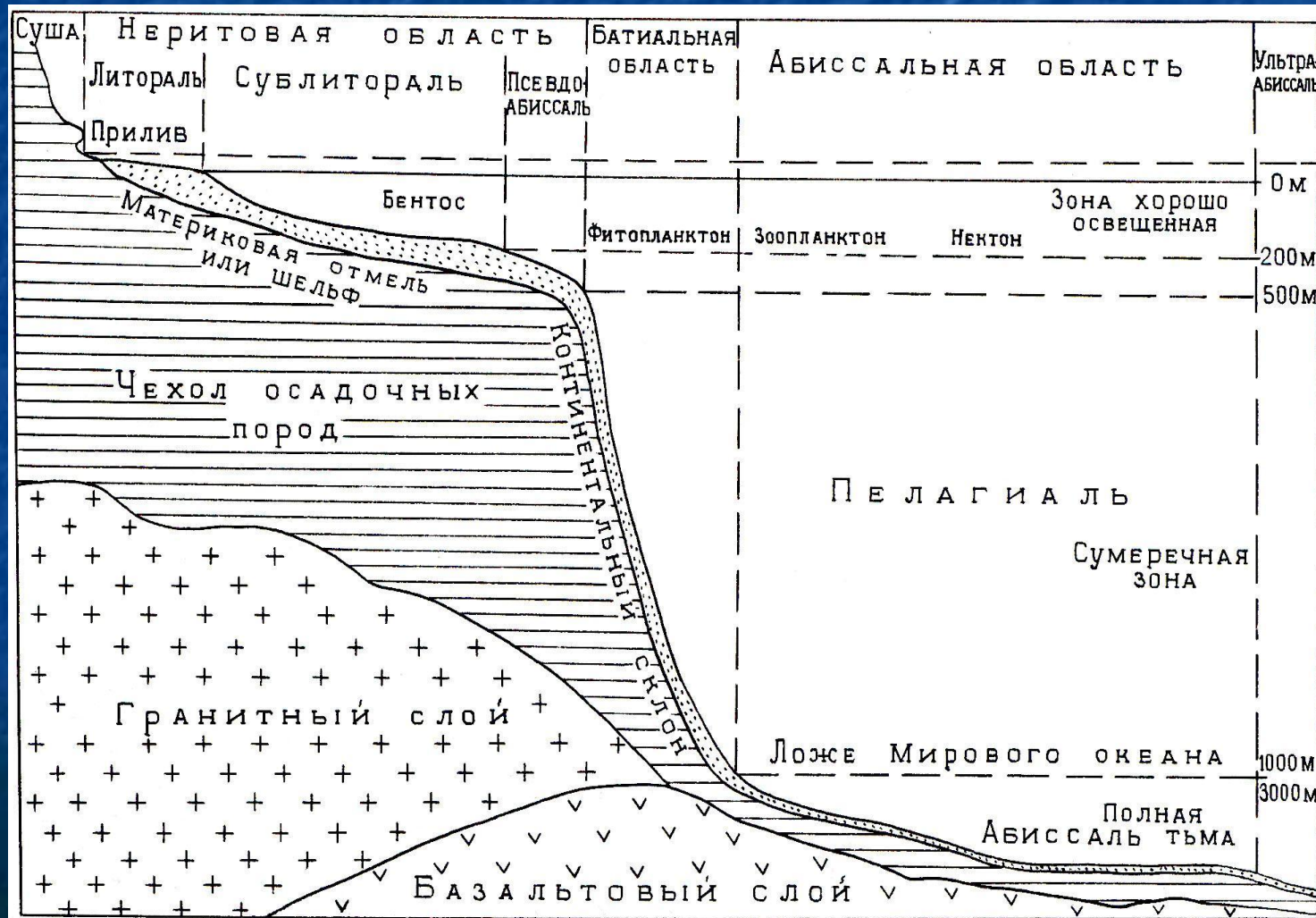
■ **Неритовая область** моря простирается условно до глубины 200 м. Подразделяется на литораль и сублитораль. Литораль и сублитораль представляют самую мелководную (шельфовую) часть моря, где наблюдаются отливы и приливы. Это хорошо освещенная, насыщенная кислородом и поэтому наиболее богатая жизнью область. Отложения шельфа представлены в основном обломочными, органогенными, хемогенными и вулканическими породами.

Батиальная область доходит до глубины 2-3 тыс. м. Она соответствует материковому склону.

Область характеризуется высоким давлением, низкой температурой и практически отсутствием света. Органический мир беден. В пределах материкового склона накапливаются преимущественно алевритовые и глинистые илы, реже пески и биогенные илы (диатомово – радиоляриевые, фораминиферовые). В подводных каньонах образуются оползни, мутьевые потоки, которые формируют турбидитовые и олистостромовые отложения.



Абиссальная область является самой глубоководной (свыше 3-5 тыс. м) и охватывает подножие континентального склона и абиссальную равнину. Здесь наблюдается высокое давление, низкая температура, вечный мрак, органический мир очень беден. Строение абиссальных областей сложное. Огромные площади заняты абиссальными отложениями, которые разделены срединно-океаническими хребтами с рифтовыми долинами, подводными горами (гайотами) и возвышенностями (например, Гавайи).



Континентальные обстановки

Обычно континенты являются областями сноса, но в пониженных участках рельефа на континентах накапливаются отложения, которые сносятся с возвышенностей и составляют около 30% осадков на поверхности Земли.

Осадкообразование на континентах может происходить в водной среде (субакватические отложения) и в воздушной среде (субаэральные отложения). Субакватические отложения – это озерные, речные, болотные. Субаэральные – это отложения пустынь, склонов, ледников.

По сравнению с морскими, континентальные отложения отличаются большой пестротой, невыдержанностью по площади, частой сменой разных фаций по вертикали.

Характерными признаками континентальных отложений являются:

- 1) неустойчивость образовавшегося осадка;
- 2) резкая смена фаций в плане и разрезе;
- 3) тесная связь фаций с рельефом. Резко расчлененный рельеф создает максимальное разнообразие фаций;
- 4) тесная связь с материнскими породами;
- 5) в характере и распределении континентальных фаций четко выражается климатическая зональность;
- 6) преобладание обломочных осадков;
- 7) пониженная роль хемогенных и биогенных отложений;
- 8) мощность континентальных отложений обычно не велика. В органике преобладают растительные остатки.

- Классификация континентальных отложений строится по **генетическому типу** отложений (аллювиальный, элювиальный, склоновый, водный, подземноводный, ледниковый, эоловый, вулканический) или по типам литогенеза в зависимости от климата (ледовый, гумидный, аридный).
- Среди континентальных отложений наиболее широко распространены **аллювиальные** образования. В ископаемом состоянии хорошо сохраняются погребенные русла, нередко заполненные соответствующими русловыми фациями.
- **Элювиальный комплекс** (oluvio – вымывать) – это продукты выветривания коренных горных пород, сохранившиеся на месте своего формирования. Это в основном различные коры выветривания, которые зависят от состава материнских пород и климата.
- Здесь образуются различные полезные ископаемые (Al, Fe, Mn и другие руды, золотые россыпи, драгоценные камни, алмазы, касситерит, каолиновые глины и др.).
- **Склоновый комплекс** отложений представлен коллювием, делювием, отложениями осыпей, обвалов, оползней, солифлюкционными накоплениями.
- **Водный комплекс** включает отложения временных потоков (пролювия), речные, озерные, болотные.
- **Ледниковый комплекс** развит в приполярных и высокогорных областях, где наблюдаются низкие температуры. К ледниковому комплексу относятся морены, флювиогляциальные, лимногляциальные, солифлюкционные образования. Литифицированные разности моренных осадков носят названия тиллитов.
- **Эоловый комплекс** связан с деятельностью ветра и формируется в пустынях и полупустынях (аридный климат), иногда по берегам озер и морей (дюны, барханы).

Переходные обстановки

Они формируются на границе между сушей и морем. На них влияет и суша и море. Резкой границы между ними нет.

В переходную зону входят **прибрежные аккумулятивные равнины** с дельтами, лиманами, озерами, заливами, лагунами. Прибрежные аккумулятивные равнины очень широко распространены на окраинах континентов.

Дельты представляют собой элементы ландшафта морских или крупных озерных побережий. Надводная часть дельты – низменная равнина, наклоненная в сторону моря. Подводная часть дельты располагается ниже уровня моря у внешнего края субаэральной дельты. На формирование осадков большое влияние оказывают морские волны и приливы. Здесь сгружается материал, не успевший отложиться в надводной части дельты. Донный участок дельты (наклонная часть дельты и ее глубоководная часть) находится под водой, формирование осадков происходит полностью в морских условиях.

Лиманы – это расширенные и затопленные морем части речной долины, не подверженные действию приливов и отливов. Осадкообразование в них автономное.

Лагуны – это часть моря, отделенная косой или пересыпью наносной суши или рифовыми барьерами. При аридном климате лагуны становятся солеными и в них осаждаются гипс, поваренная соль (например, залив Кара-Богаз-Гол). В застойных участках лагун развиваются восстановительные условия и образуются сапропелиты и торфяники.

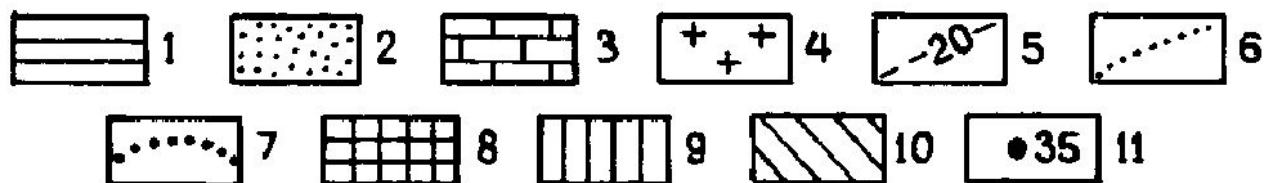
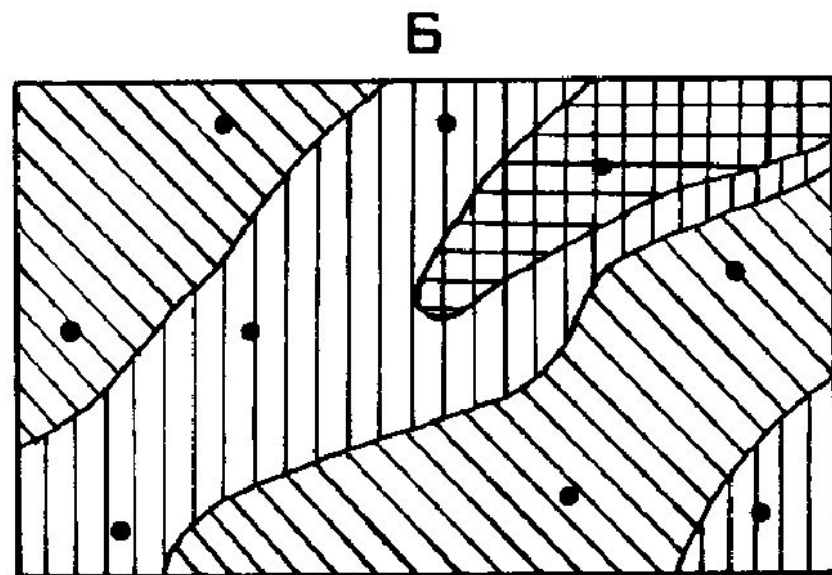
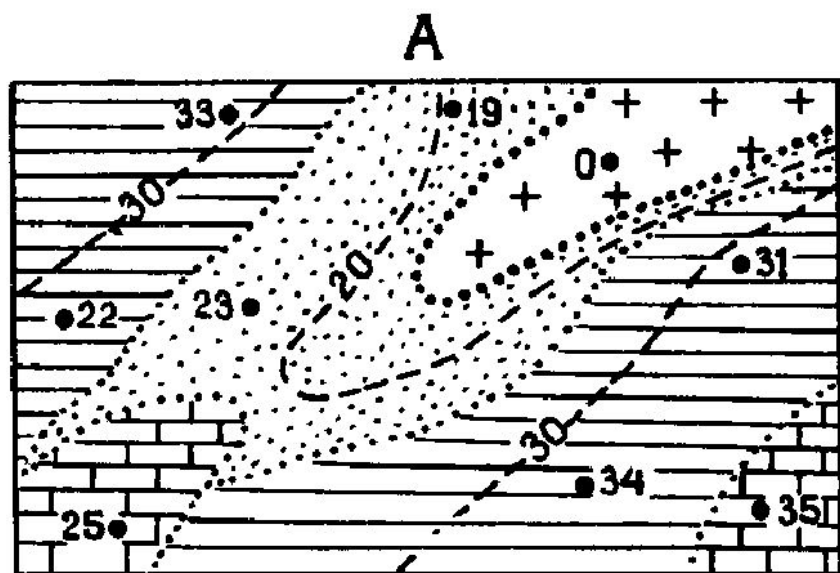
Палеогеографические карты

Палеогеографические карты составляются как итоговый результат фациального анализа. На этих картах изображают физико-географическую обстановку, существовавшую на определенной территории в течение отдельного этапа геологической истории. Палеогеографические карты строят на современной топографической основе, используя все геологические и палеонтологические факты, которые можно нанести на карту.

В зависимости от целей исследования карты бывают глобальные, обзорные, региональные, детальные.

Палеогеографические карты отличаются от собственно географических тем, что на географических картах показываються только современные обстановки.

Палеогеографические карты составляются в определенной последовательности. Вначале составляется **карта фаций** или **фациальная карта**. Выбирается определенный историко-геологический этап по составу или по возрасту (чаще в более узком интервале) и выделяются фации осадочных или магматических пород этого этапа по петрографическим, литолого- и биостратиграфическим признакам. Затем от фациального анализа переходят к палеогеографическому, т.е. воссоздают физико-географические условия как накопления осадков, так и их размыва.



Схематическая фациальная (А) и палеогеографическая (Б) карты.

1 – глины с остатками морских беспозвоночных; 2 – пески с обломками раковин; 3 – известняки-ракушечники; 4 – участок отсутствия пород данного возраста; 5 – линии равных мощностей (в м); 6 – границы фаций; 7 – границы участка распространения пород данного возраста; 8 – суша, зона размыва; 9 – море, зона прибрежного мелководья и отмели (шельф выше линии ила); 10 – море, зона умеренных глубин (шельф ниже линии ила); 11 – точки наблюдений и мощность толщи пород данного возраста.

Горные породы, МИНЕРАЛЫ		Глубоководное море	Мелководное море	Переходная обстановка	Континентальная обстановка
Породы	Глинистый сланец				
	Песчаник				
	Конгломерат				
	Карбонатная порода				
	Кремнистая порода				
	Красноцветы				
	Эвапориты				
АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ	Шамозит				
	Глауконит				
	Фосфорит				
	Марганцевые конкреции				

Распределение горных пород и некоторых аутигенных минералов по основным обстановкам осадконакопления. Прерывистой линией показано возможное их образование в данной обстановке

Совмещая фациальные и палеогеографические карты выделяют области суши и моря. Такие карты называются обычно **ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИМИ КАРТАМИ**, так как показывается литология пород и физико-географические условия их формирования.

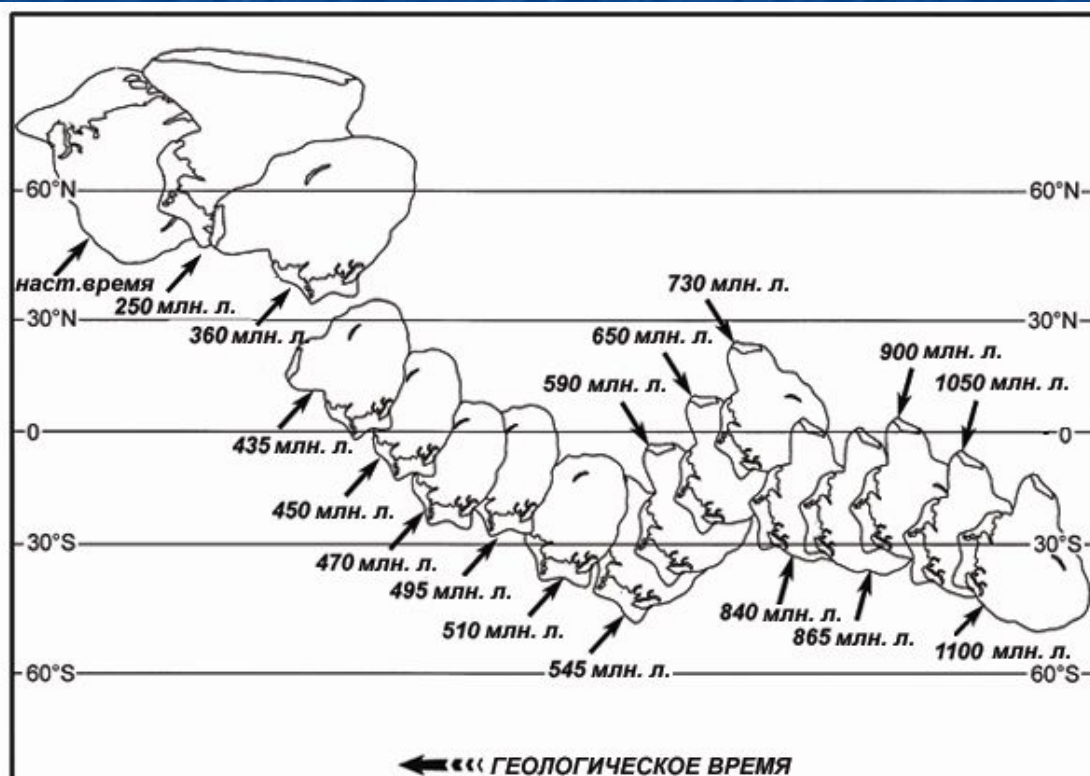
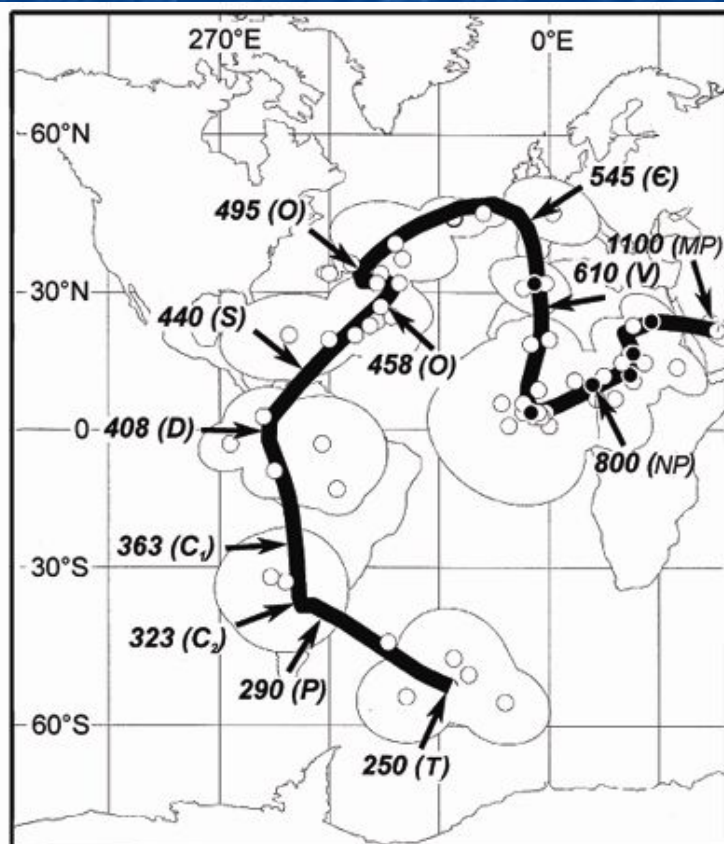
Реконструкцию древних морей начинают обычно с восстановления береговой линии или устанавливают переходную зону от суши к морю, затем определяют глубину бассейна (литораль, сублитораль и пр.), рельеф дна (шельф, континентальный склон и пр.) и другие условия образования осадков в морях и океанах.

- **Типы тектонических движений**
- **Эпейрогенические или колебательные движения** – это очень медленные опускания (нисходящие, отрицательные) и поднятия (восходящие, положительные), движения очень длительные во времени (десятки и сотни млн. лет), охватывают огромные площади. Эти движения обратимы, опускание может сменится поднятием и наоборот. Результатом этих движений являются морские регрессии и трансгрессии, образование синеклиз и антеклиз на платформах.
- **Орогенические или горообразовательные движения** – это эпизодические и очень интенсивные движения, которые, согласно тектоники литосферных плит, возникают при коллизии (столкновении) континентов (например, Индостанского и Евразийского), микроконтинентов, островных дуг и других структур, приводящие к существенным деформациям земной коры (складчатости, разломообразованию, формированию гор, горных хребтов и т.д.). Орогенические движения необратимы.
- *По характеру направленности* выделяются тектонические движения **горизонтальные (тангенциальные) и вертикальные (радиальные)**. Последние могут быть восходящие и нисходящие.
- Все эти движения обычно взаимосвязаны и взаимообусловлены. О характере современных тектонических движений можно судить по многим процессам на поверхности Земли и в ее недрах. Наиболее показательны в этом отношении являются землетрясения, извержения вулканов, перемещения континентальных и океанических плит, скорость движения которых может достигать нескольких десятков сантиметров в год. Значительные трудности возникают при изучении тектонических движений далекого прошлого.

- **Методами изучения тектонических движений являются:** анализ стратиграфического разреза; литолого-палеогеографический анализ; анализ мощностей отложений; анализ перерывов и несогласий; структурный анализ; палеомагнитный анализ; формационный анализ.
- **1) Анализ стратиграфического разреза** дает возможность изучить тектонические движения в пределах небольшого участка земной коры в течении длительного времени. Исходным материалом является стратиграфический разрез (колонка), который надо проанализировать с позиций изменения условий формирования горных пород, их стратиграфической последовательности. На основании изучения вещественного состава, структурных и текстурных признаков пород, содержащихся в них окаменелостей, можно выделить типы отложений, накопившихся на различных гипсометрических уровнях и определить характер обстановки осадконакопления относительно уреза воды в бассейне.
- **2) Литолого-палеогеографический анализ** связан с предыдущим. В основе метода лежит принцип взаимосвязи формирования рельефа поверхности Земли и тектонических движений. При росте гор проявляются положительные (вертикальные) движения, наоборот – при отрицательных движениях возникают прогибы, которые заполняются морями или озерами. Здесь важен анализ литолого-палеогеографических карт, составленных по временным срезам, где выделяются области денудации (положительные структуры) и области аккумуляции (отрицательные структуры), анализируется последовательность их образования и соответственно характер тектонических движений.
- **3) Анализ мощностей.** В основе этого метода лежит то обстоятельство, что неровности рельефа отдельных участков площади осадконакопления, возникшие в результате их неравномерного погружения, сглаживаются накапливающимися осадками: на участках ускоренного погружения накапливаются осадки большей мощности, на участках замедленного прогибания – меньшей мощности, а в областях воздымания – мощности нулевые.

- 4) **Анализ перерывов и несогласий.** Поверхности перерывов и несогласий фиксируются выпадением из нормальной последовательности тех или иных стратиграфических подразделений, которые присутствуют там, где положительные движения не проявились. Толщи пород, отделенные от выше- и нижележащих толщ поверхностями угловых несогласий называются **структурными этажами**. Каждый структурный этаж соответствует определенному тектоническому этапу развития данной территории, обычно заканчивается складчатостью, магматизмом и метаморфизмом. Однако при использовании этого метода необходимо учитывать местные размывы осадочных толщ (внутриформационные), которые могут быть вызваны, например, подводными течениями.
- 5) **Структурный анализ** имеет большое значение при изучении горизонтальных движений. Например, если мысленно «распрямить» слой, смятый в складки, которые образовались при боковом сжатии, то протяженность выпрямленного слоя будет соответствовать первоначальной ширине прогиба до момента деформации слоев. Величина горизонтального сжатия слоя будет равна разнице между суммой длины крыльев складок и суммой ширины тех же складок. Время проявления горизонтальных движений определяется на основе изучения возраста самых молодых слоев, затронутых деформациями, и возраста перекрывающих их слоев, в деформациях не участвующих.

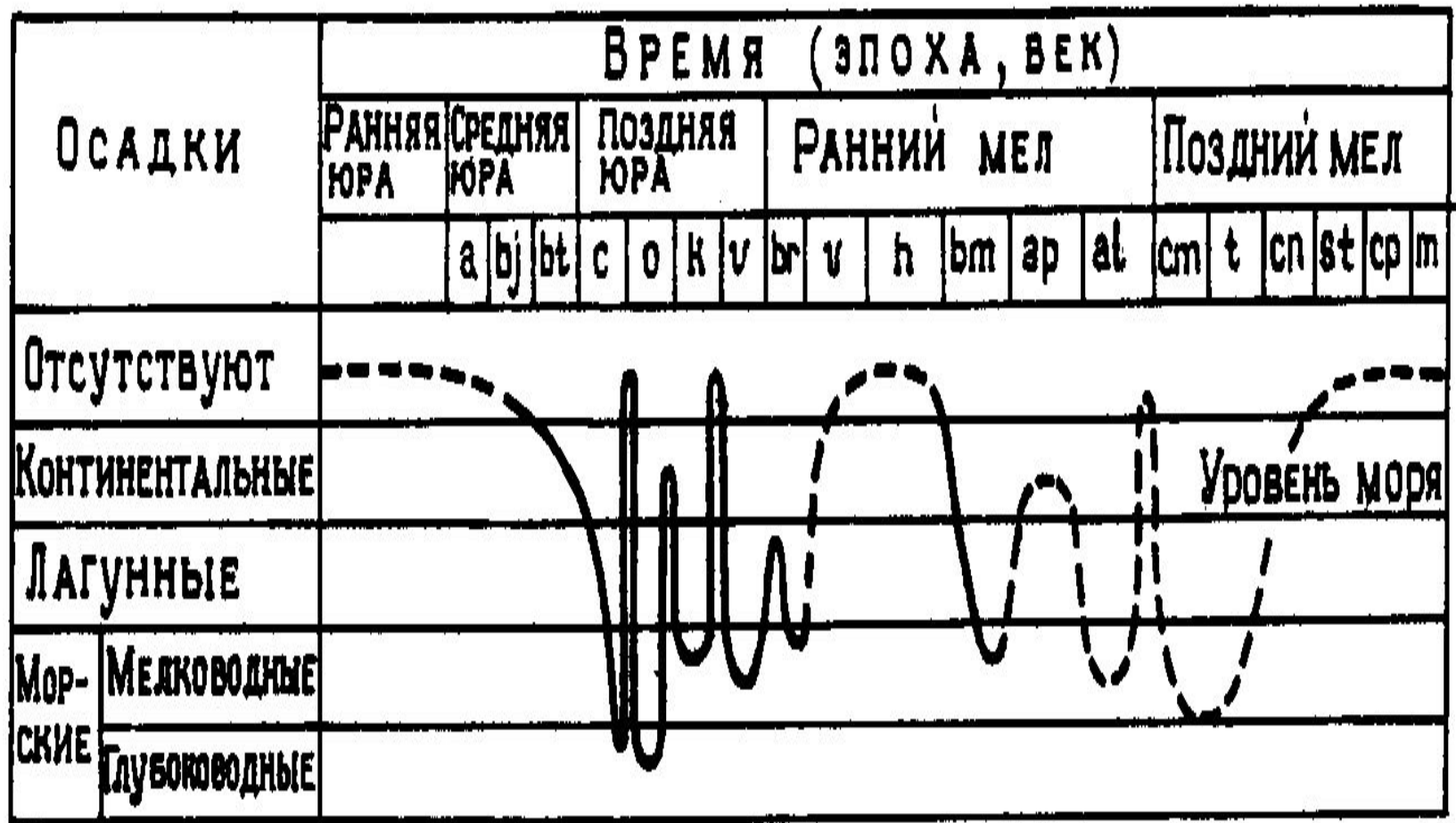
- б) **Палеомагнитный анализ** широко используется для изучения горизонтальных перемещений отдельных континентов и микроконтинентов Земли в основном по широте. Вначале отбирается серия образцов из разных возрастных уровней стратиграфического разреза и на большой площади, определяется вектор намагниченности в отдельных слоях осадочных пород или в вулканических лавах, далее после термической обработки вычисляется палеоширота и палеомагнитный полюс того времени, затем чертится траектория кажущегося перемещения континентов или континентальных блоков.
- Траектория кажущегося движения полюса (южный полюс) Сибирского палеоконтинента в интервале 1100-250 млн.лет и реконструкция изменения положения Сибирского палеоконтинента в течение этого времени в соответствие с представленной траекторией (Smethurst et al., 1998).



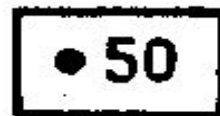
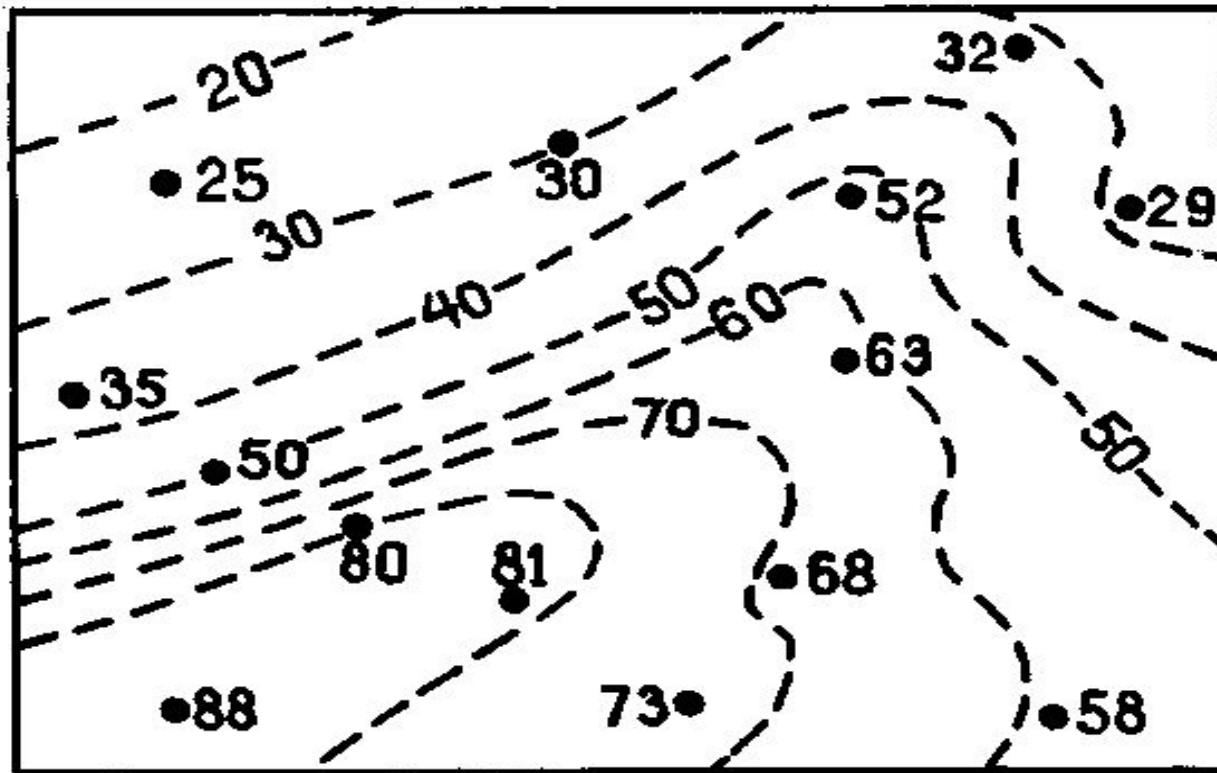
- **7) Формационный анализ** является методом исследования строения и истории развития земной коры на основе изучения пространственно-временных взаимоотношений ассоциаций горных пород – геологических формаций.
- **Геологической формацией** называют закономерные ассоциации горных пород, связанные единством вещественного состава и строения, обусловленным общностью их происхождения или сонахождения.
- Различаются осадочные, магматические и метаморфические формации. Среди них существуют индикаторные формации. В классификации формаций, так же как и в классификации фаций, существуют различные подходы.

Результаты анализа стратиграфического разреза в виде графика с построением палеогеографической и эпейрогенической кривых, по которым определяются глубина бассейна, характер седиментации, интенсивность и скорость тектонического движения.

График изменения палеогеографических условий накопления юрских и меловых отложений Подмосковья. Жирной линией показана палеогеографическая кривая.



Данные о мощностях одновозрастных отложений наносятся на карту, точки равных мощностей соединяются линиями, называемыми изопахитами. Карты изопахит позволяют судить о распределении относительных прогибов и поднятий.



1



2

Внутреннее строение Земли

Земля имеет сферическое строение (геоид). Она окутана гидросферой и атмосферой. Ниже на ее поверхности почти сплошной оболочкой располагается **земная кора**. Это тонкая оболочка (как скорлупа у куриного яйца), составляющая $1/200$ часть радиуса Земли. Вслед за Б. Гутенбергом эти оболочки принято обозначать буквами латинского алфавита (А-Г).

Земная кора (А) по мощности изменяется от 6-7 км под глубокими частями океанов, до 35-40 км под равнинными платформенными территориями континентов, до 50-75 км под горными сооружениями. Земная кора подстиляется мантией.

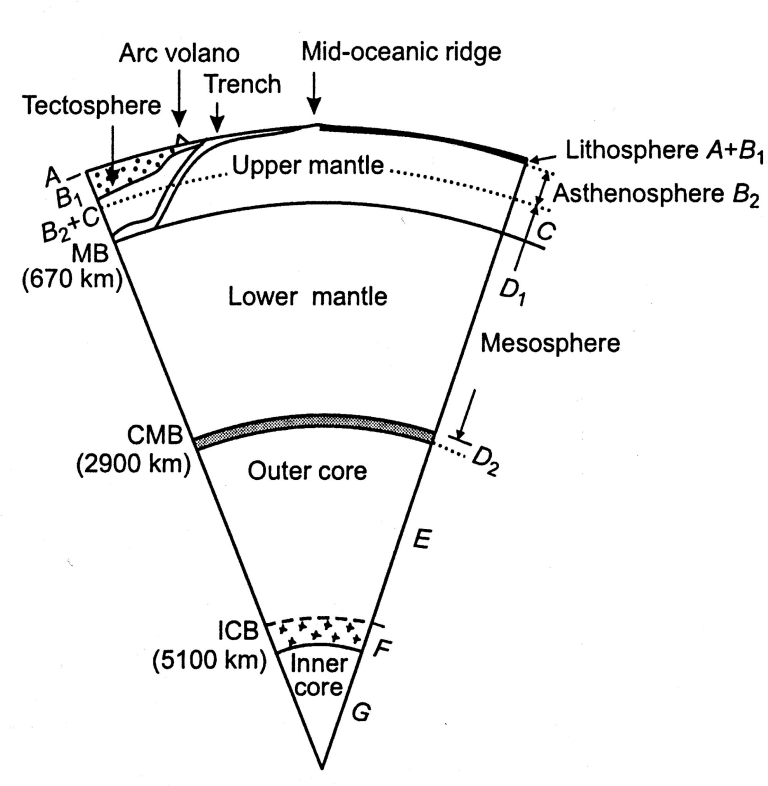
Мантия Земли распространяется до глубины 2900 км. В ее пределах по сейсмическим данным выделяются:

В1 - литосферная мантия;

В2 - астеносфера (кровля находится на глубинах 10-80 км под океанами и около 200 км под континентами);

С - переходная зона до границы 670 км D1- нижняя мантия; D2- переходная зона (до границы 2900 км);

А+В1 составляют литосферу: океаническая – мощность около 80 км и континентальная – мощность 150-200 км;



По скорости распространения продольных (VP) и поперечных сейсмических волн в земной коре и мантии условно выделяется несколько слоев.

В земной коре: 1) осадочный – VP 1,8 – 5,0 км/сек, 2) гранитный, гранитно-метаморфический или гранитно-гнейсовый – VP 5,0 – 6,2 км/с, 3) базальтовый или гранулитобазальтовый – VP 6,2 – 6,7 (7,4) км/с. Граница между гранитным и базальтовым разделом называется границей Конрада. Однако эта поверхность выражается не повсеместно.

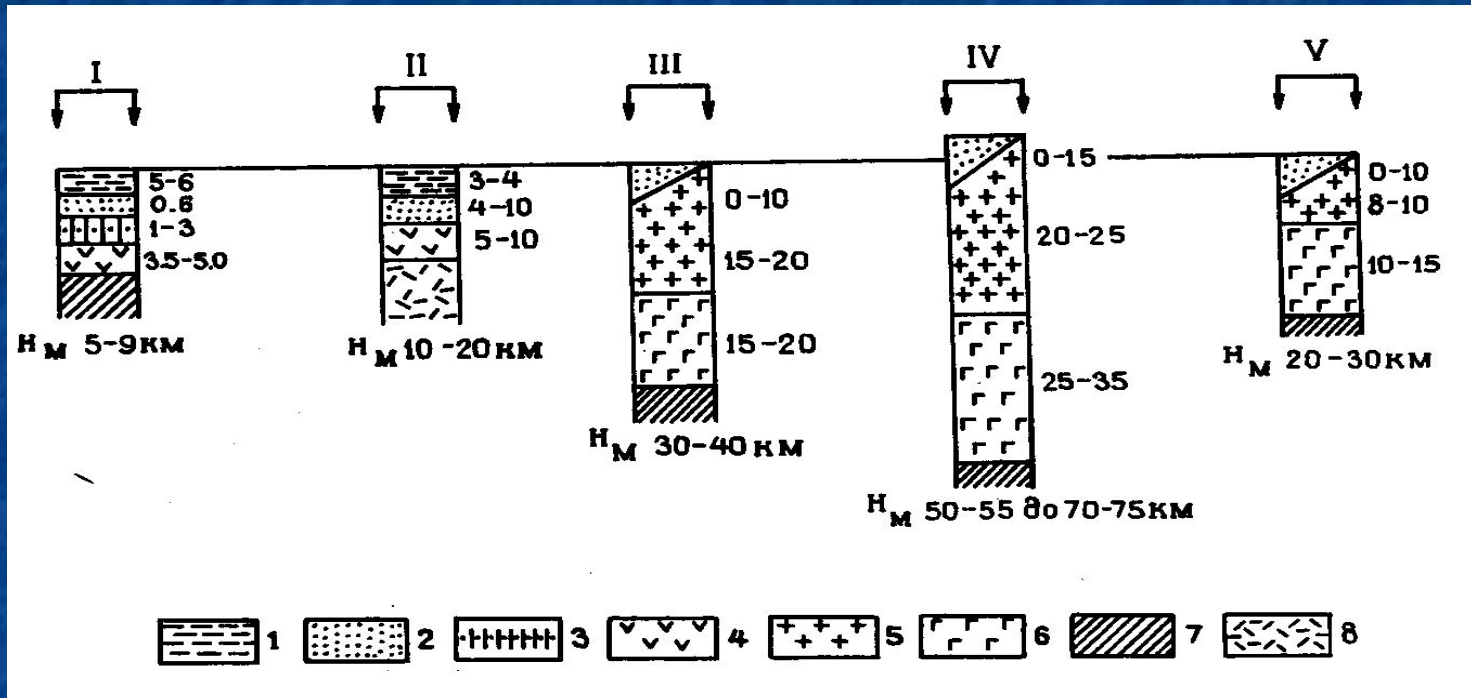
Земная кора отделяется от верхней мантии первой отчетливой границей раздела, где скорость продольных сейсмических волн значительно возрастают, до 8,0 – 8,2 км/сек. Ее впервые установил в 1909 г. югославский сейсмолог А.Мохоровичич и она называется разделом Мохоровичича или сокращенно **граница Мохо** или раздел М.

- Второй крупный раздел совпадает с переходом от нижней мантии к внешнему ядру, где наблюдается скачкообразное падение скорости продольных волн от 13,6 до 8,1 км/сек, а поперечные волны вообще гасятся. Эта граница названа именем Б.Гутенберга.

- Третий раздел совпадает с основанием слоя F и внутренним ядром Земли (слой G) и называется переходным слоем.

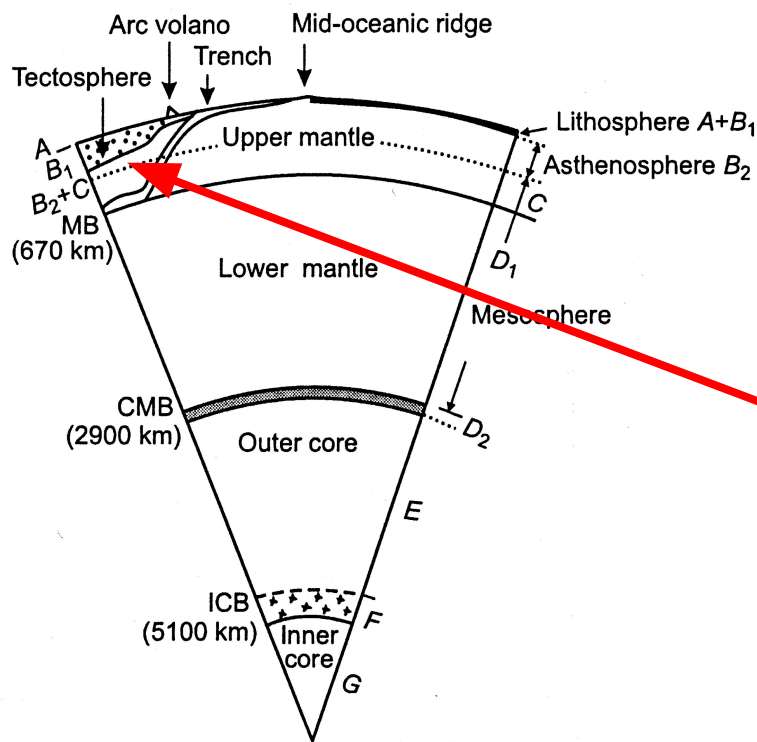
Типы земной коры

На первых этапах геофизических исследований выделялось два типа земной коры: *континентальный и океанический*. Позже стали выделять переходные типы коры: *субконтинентальный и субокеанический*.



■ . Схема строения различных типов земной коры.

■ I – океаническая кора (ниже океана); II – субокеаническая кора (впадины окраинных и внутренних морей); III – континентальная кора платформ; IV – континентальная кора орогенных поясов; V – субконтинентальная кора (островные дуги); 1 – слой воды, 2 – осадочный слой, 3 – второй слой океанической коры, 4 – третий слой океанической коры, 5 – «гранитный» (гранитометаморфический) слой континентальной коры; 6 – «базальтовый» (гранулито-базитовый) слой континентальной коры, 7 – нормальная мантия, 8 – разуплотненная мантия.



Наиболее геодинамически активная часть, где происходят землетрясения, тектонические столкновения литосферных плит земной коры и верхней мантии (до глубины приблизительно 670- 700 км) называется **тектоносферой**. В свою очередь тектоносфера делится на две оболочки: **литосферу** и **астеносферу**

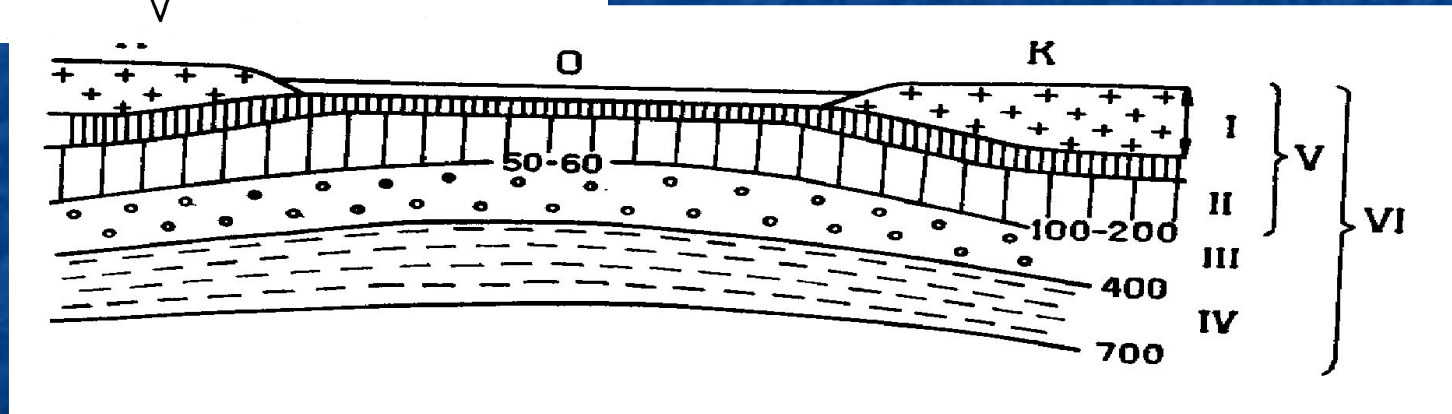
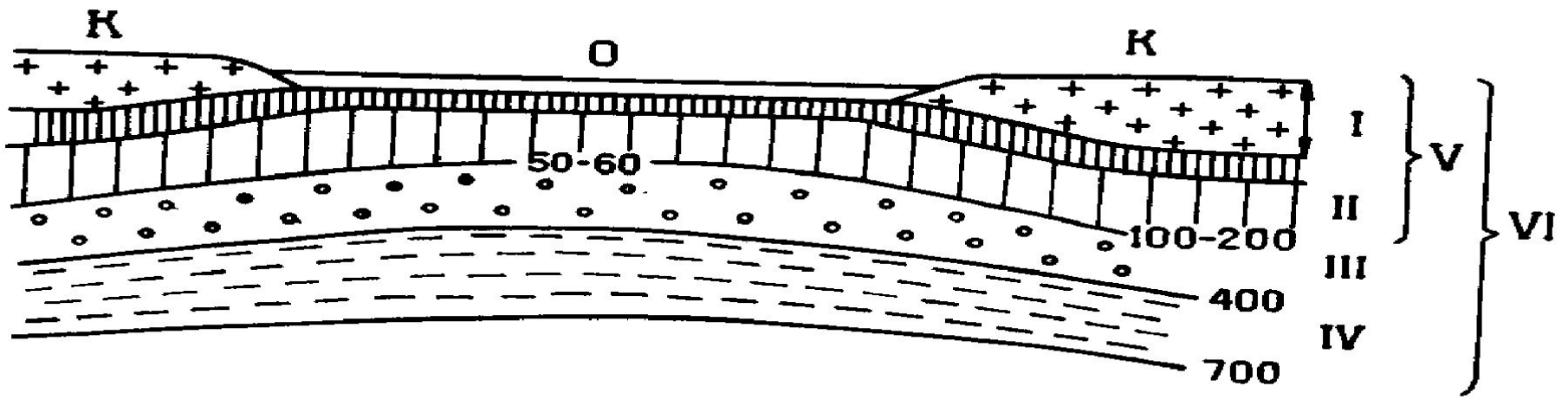


Схема соотношения литосферы, астеносферы и тектоносферы: I – земная кора; II – скоростной твердый слой верхней мантии; III – астеносфера; IV – подастеносферный слой верхней мантии (слой Голицына); V – литосфера; VI – тектоносфера; K – континент; O – океан.



Литосфера охватывает земную кору и высокоскоростной твердый и вязкий слой верхней мантии. Ее мощность на континентах – 80-100 до 200 км, а в океанах – 50-60 км.

Ниже литосферы -слой, в котором наблюдается уменьшение скорости распространения сейсмических волн. Это менее вязкий и более пластичный слой, который называется **астеносферой** или волноводом.

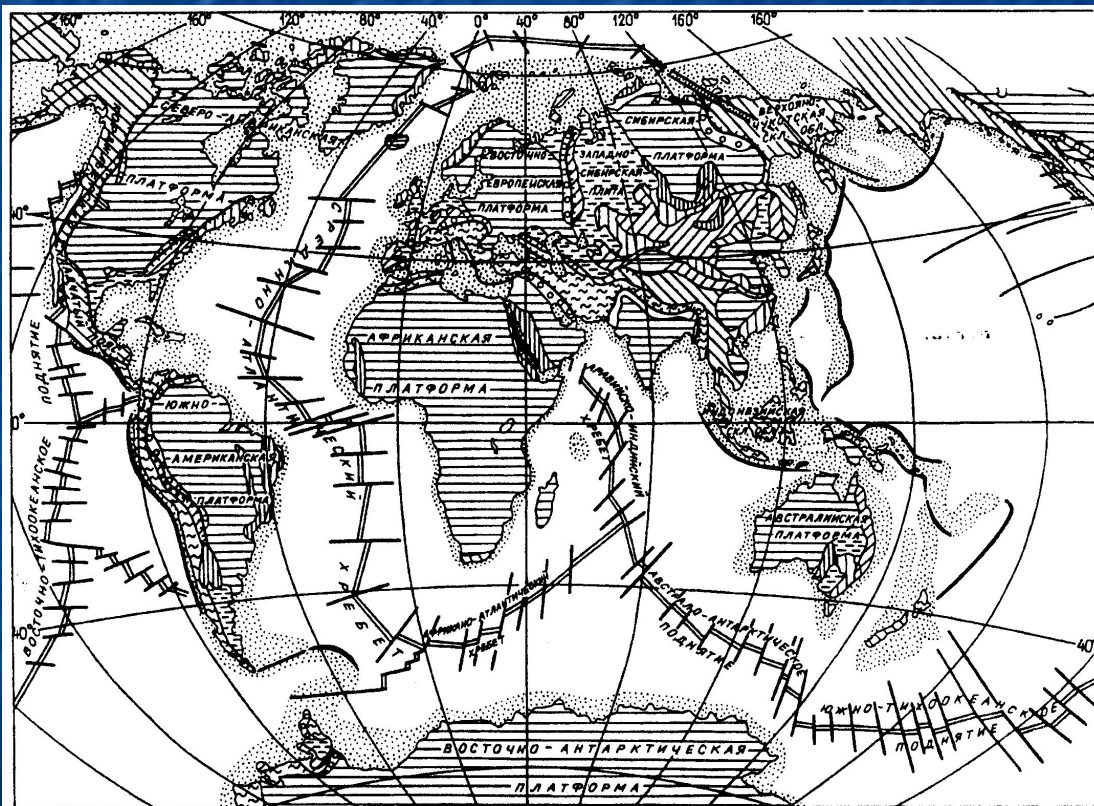
Мощность астеносферного слоя в срединно-океанических хребтах (СОХ) 2-3 км, а под древними щитами он опускается до глубин 200-400 км.

Астеносферный слой имеет огромное значение в жизни Земли. С ним связываются многие магматические процессы и самое главное именно по астеносферному слою происходит движение литосферных плит.

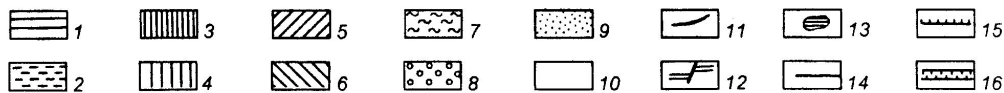
Основные структурные элементы Земли

Наиболее крупными структурными элементами земной коры и Земли являются континенты и океаны. Как структуры первого порядка они имеют различное строение и отличаются, прежде всего, типом строения земной коры, который прослеживается на всю тектоносферу, т.е. до глубин примерно 700 км. Граница между континентами и океанами проходит по материковому континентальному склону

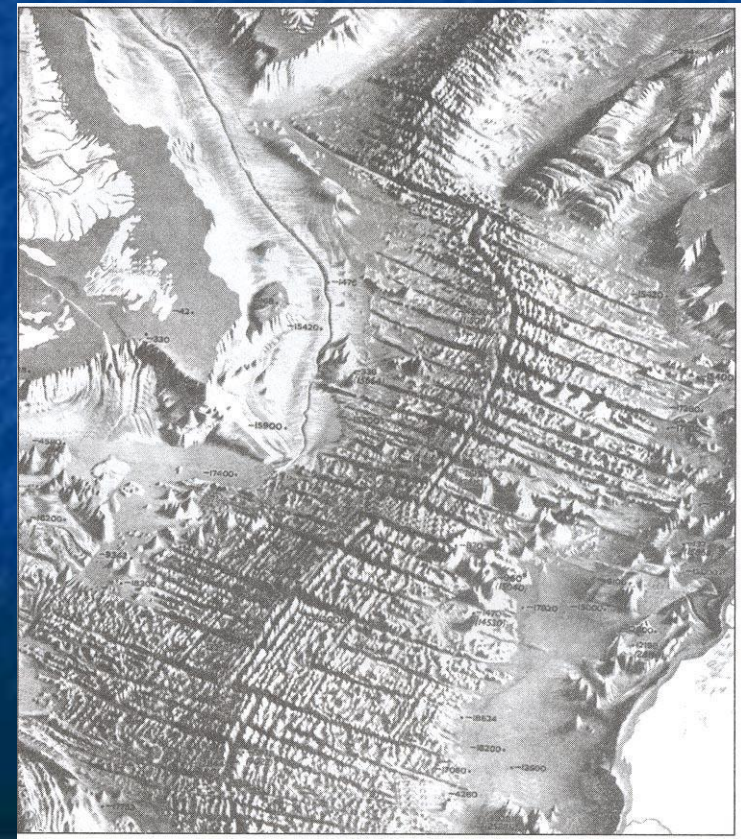
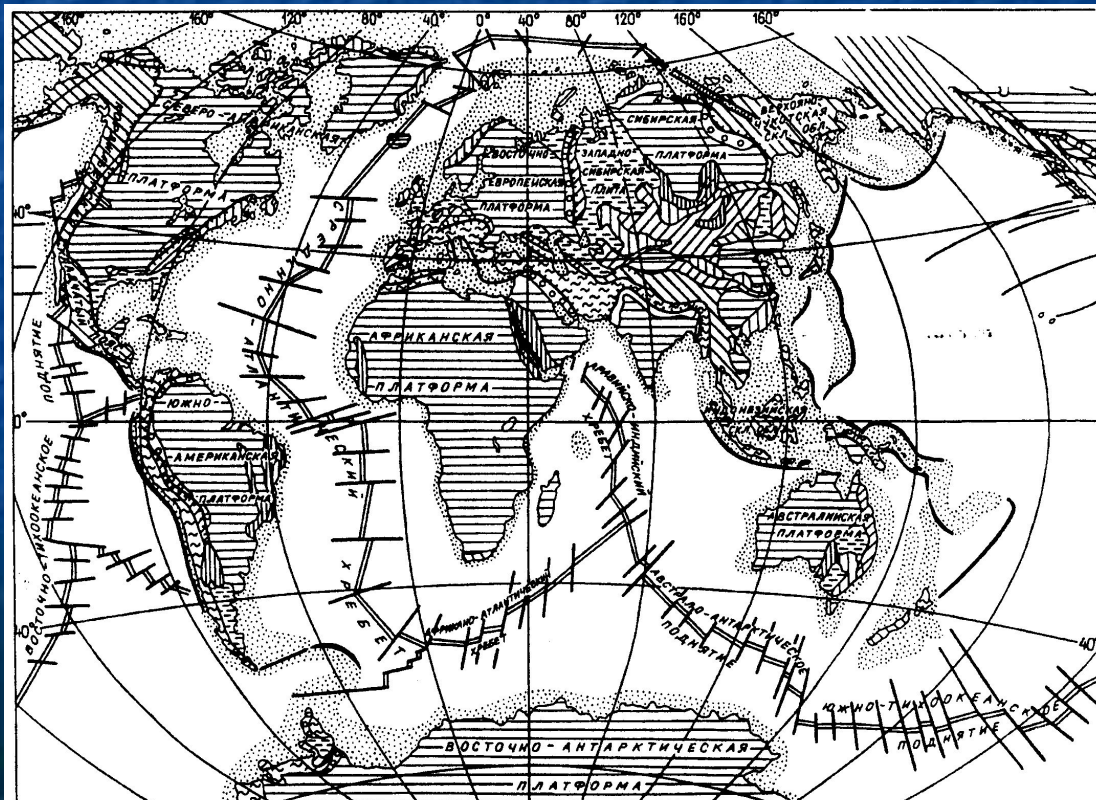
Основные структуры земной коры

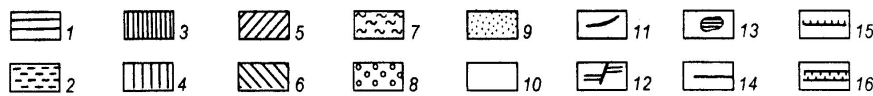
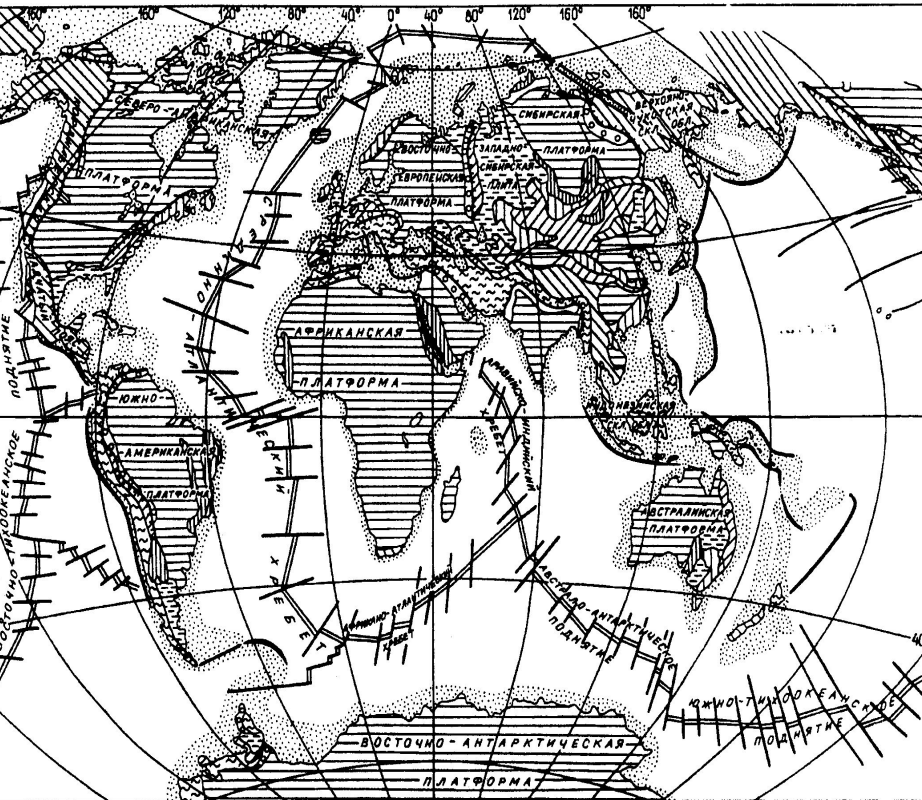


- 1 – древние платформы; 2 – молодые платформы;
- 3-7 – складчатые системы: 3 – позднедокембрийские, 4 – раннепалеозойские, 5 – позднепалеозойские, 6 – мезозойские, 7 – кайнозойские;
- 8 – позднепалеозойские, мезозойские и кайнозойские краевые прогибы; 9 – зона шельфа и континентального склона; 10 – ложе океана;
- 11 – глубоководные желоба; 12 – рифтовые (спрединговые) зоны срединно-океанских хребтов; 13 – острова с корой океанского типа; 14 – разломы; 15 – крупные надвижки; 16 – внуконтинентальные рифты.



- **Структурные элементы океанов.**
- **Срединно-океанические хребты (СОХ)** являются главными структурами океанов и образуют мировую систему СОХ протяженностью свыше 60 тыс. км. Высота хребтов 3-4 км, ширина до 2000 км. На СОХ образуются раздвиговые структуры - рифтовые долины, шириной 12-40 км, глубиной до 3-5 км. СОХ наиболее четко выражена в Атлантическом и Индийском океанах. Над СОХ наблюдается высокое значение теплового потока, сейсмичность, интенсивные и резко направленные магнитные аномалии. В пределах СОХ формируется новая земная кора за счет выплавок и внедрения базальтов по системе параллельных даек, которые выступают в роли клиньев, раздвигающих океаническую земную кору.
- **Трансформные разломы** располагаются поперечно и пересекают СОХ. По ним происходит горизонтальное перемещение блоков литосферных плит по обе стороны от СОХ.



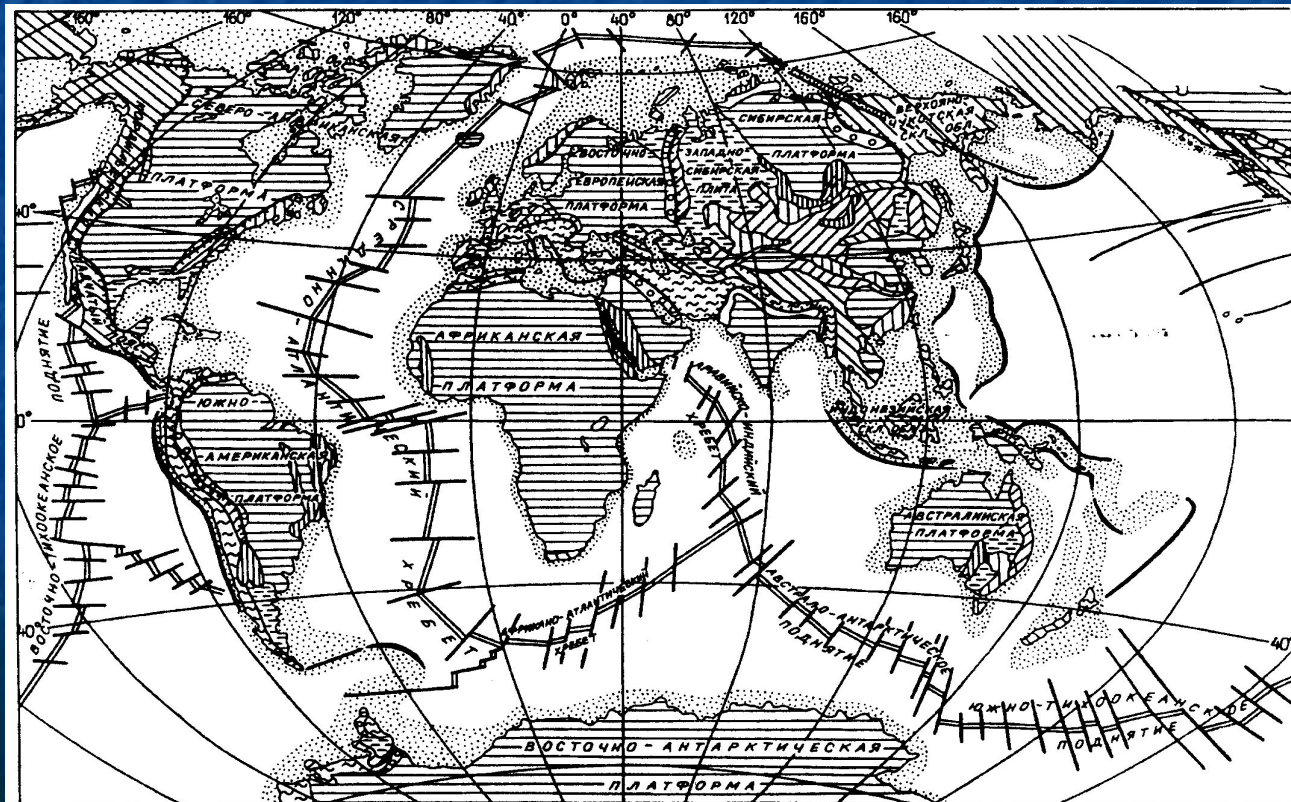


Океанические литосферные плиты занимают пространство между поднятиями срединных хребтов и подводными окраинами континентов. Дно плиты – абиссальная равнина (первый слой), лежащая на глубине 4-6 км. Над дном возвышаются горы (симаунты) и вулканические плато с рифовыми постройками – гайоты. Осадков мало, в основном это глубоководные илы (радиоляриевые, диатомовые, красные глины). Второй океанический слой – базальты.

Островные дуги – это грандиозные горные сооружения, отделяющие окраинные моря от океанов или располагаются внутри океанов. Выделяются энсиалические дуги, в фундаменте которых присутствует континентальная кора (например, Японская), и энсиматические (например, Марианская, Идзу-Бонинская) островные дуги, заложенные на океанической коре.

Глубоководные желоба имеют глубину до 11 км (например, Марианский желоб) и располагаются вдоль островных дуг и активных континентальных окраин андийского типа (например, вдоль западного побережья Южной Америки). Иногда глубоководные желоба образуются со стороны окраинных морей. В их пределах активна сейсмичность и магматизм. Глубоководные желоба фиксируют зоны субдукции или сейсмофокальные зоны – Заварицкого-Беньоффа, в их пределах происходит поглощение океанической коры.

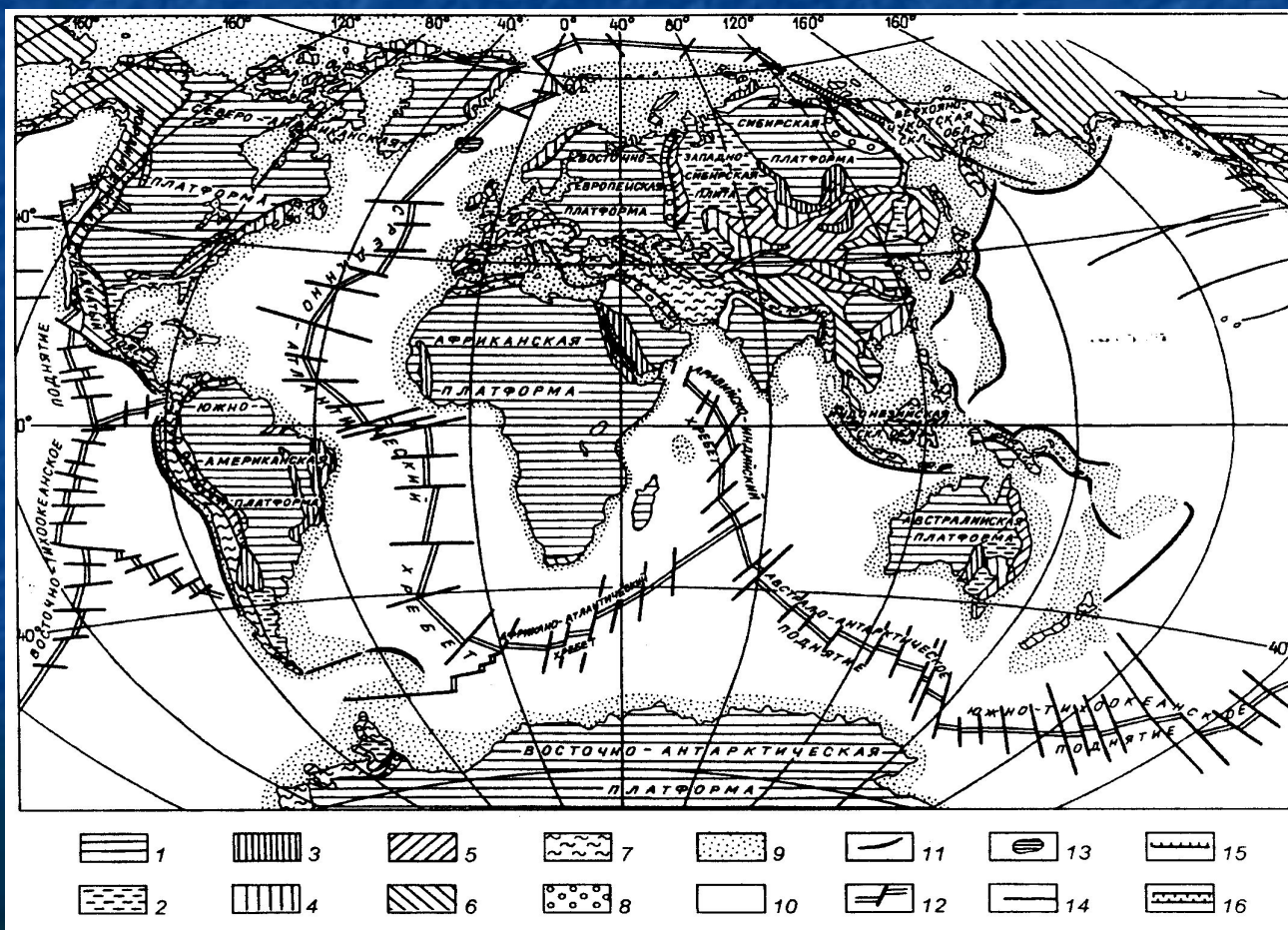
Котловины окраинных морей. В их пределах развита субокеаническая кора, наблюдаются поднятия (например, банка Ямато в Японском море) и глубокие впадины с океанической корой (например, Южно-Курильская).



Структурные элементы материков

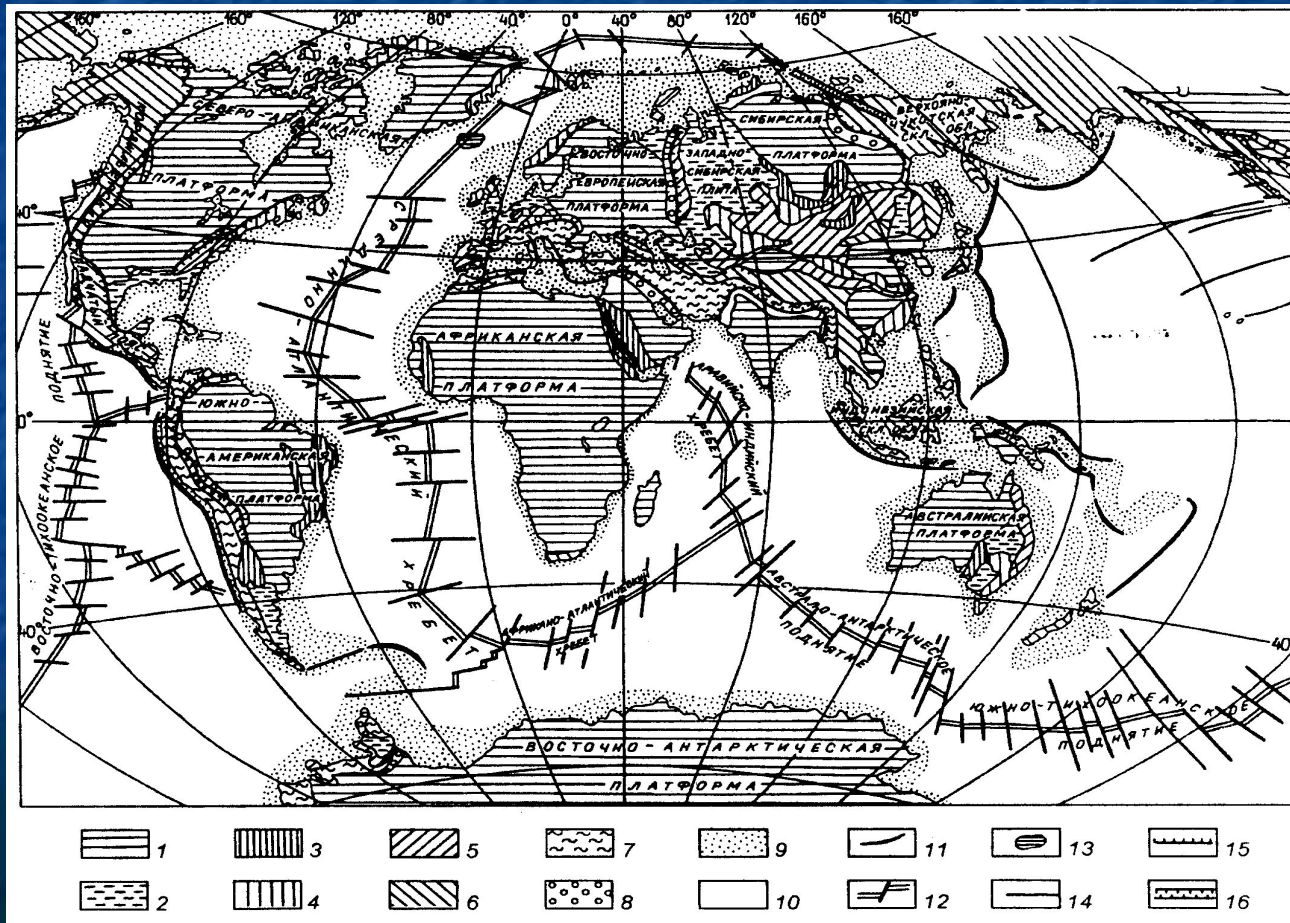
Уже давно было замечено, что на континентах наблюдаются равнинные и горные области. В последующем они стали выделяться в качестве платформ и орогенных или складчатых областей.

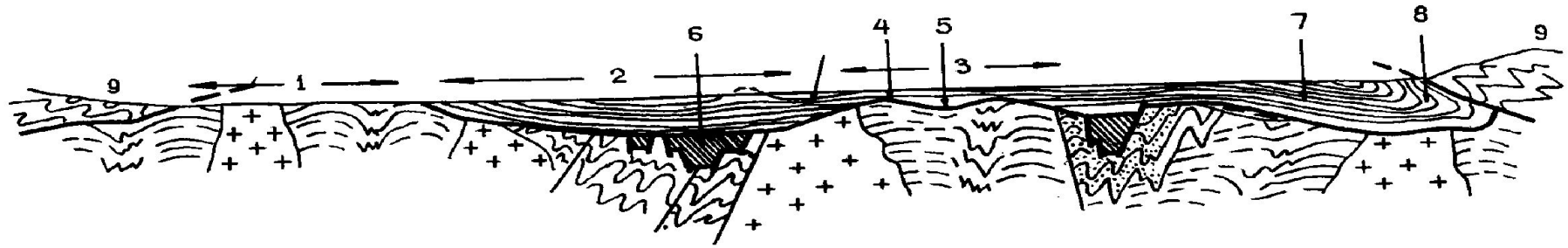
Платформы или кратоны. Это относительно стабильные жесткие участки земной коры, охватывающие большие пространства суши и частично шельфа окраинных морей. В строении платформ выделяется 2 этажа: нижний – фундамент, верхний – чехол.



Платформы подразделяются на древние и молодые

В **древних платформах** осадочный чехол или плитный комплекс сформировался на раннедокембрийском (архей-раннепротерозойском) фундаменте. Выделяется две группы древних платформ: 1) северная или **лавразийская** (Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская) и 2) южная или **гондванская** (Южно-Американская, Африкано-Аравийская, Индостанская, Австралийская). Промежуточное положение занимают Северо-Китайская, Южно-Китайская и Северо-Антарктическая платформы.



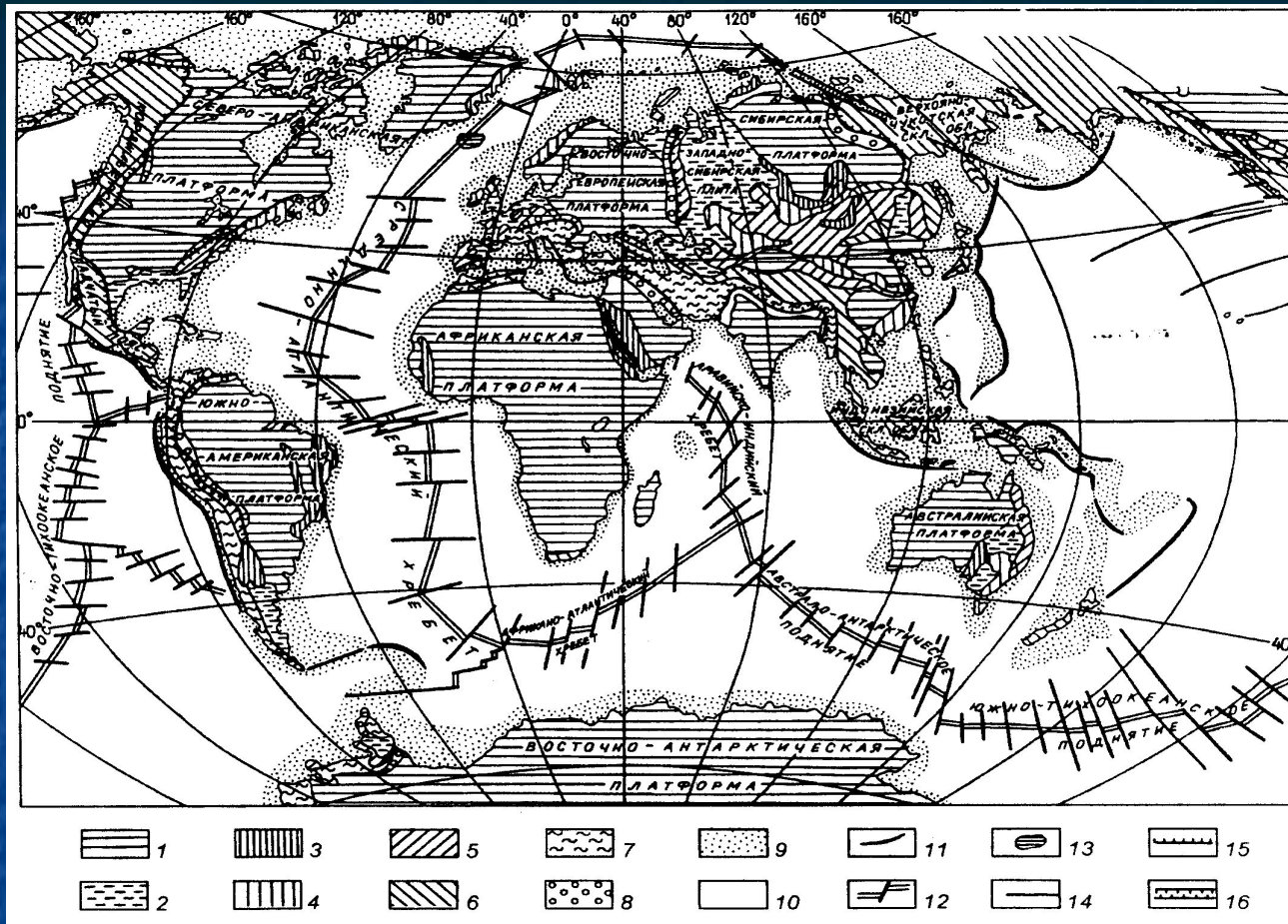


Структурные элементы платформы.

I – фундамент; II – чехол; 1 – щит, 2 – синеклиза, 3 – антеклиза, 4 – свод, 5 – впадина, 6 – авлакоген, 7 – перикратонный прогиб, 8 – передовой прогиб, 9 – складчатая область.

В составе фундамента и осадочного чехла платформ выделяются следующие структурные элементы.

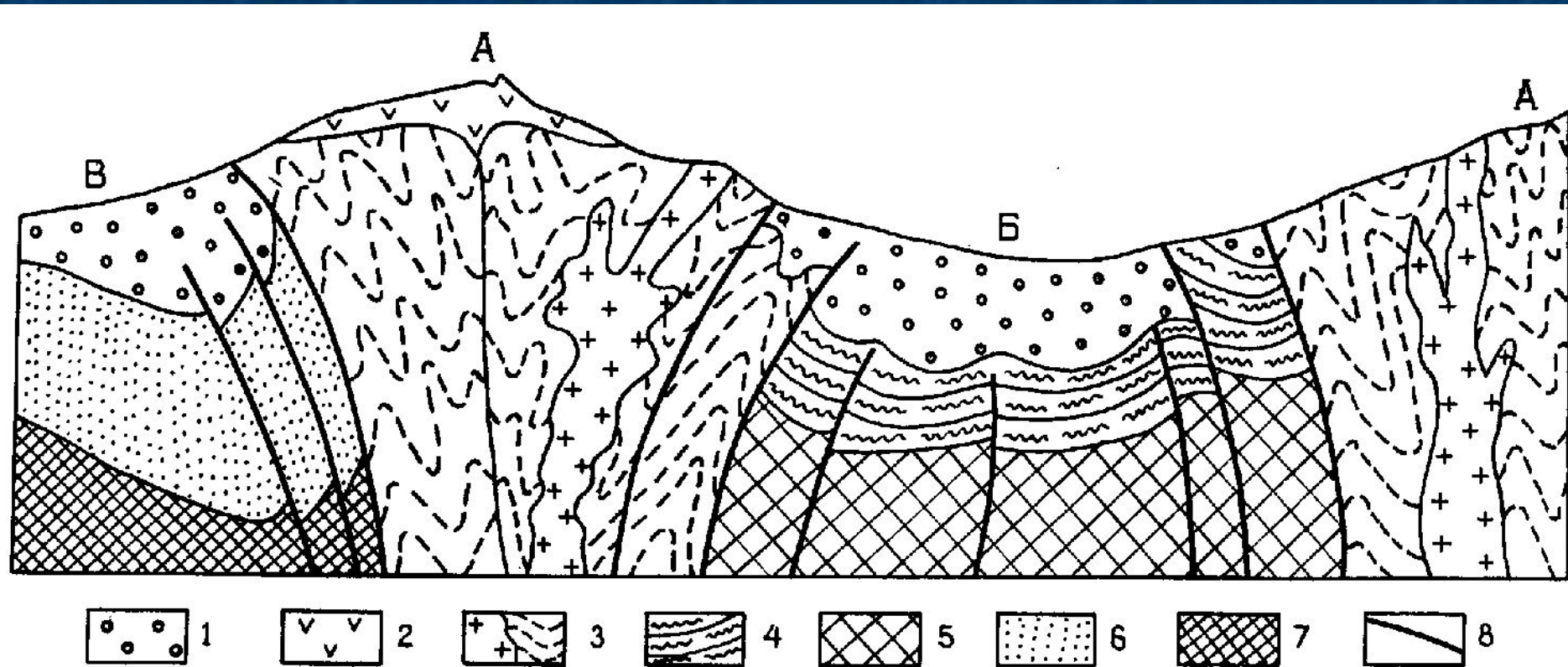
- **Щиты** – это большие по площади выхода на поверхность платформенного фундамента (например, Алданский, Анабарский, Балтийский, Гвинейский и др.). В их пределах выделяются зеленокаменные и гранито-гнейсовые области или пояса.
- **Авлакогены** – рифтогенные или грабен-синклинальные структуры, ограниченные разломами, в фундаменте платформ. Мощность осадочных отложений, иногда с вулканитами достигает 10-12 км.
- **Зоны перикратонных опусканий** развиваются на краю платформ. Мощность осадочных отложений до 10-12 км.
- **Плиты** – области сплошного развития осадочного чехла.
- **Антеклизы** – это большие и пологие поднятия в пределах плит. Мощность преимущественно терригенных осадков- 1-1,5 км.
- **Синеклизы** – большие пологие впадины в пределах плит. Мощность преимущественно морских мелководных осадков- 3-5 км.
- **Своды и валы** – это линейные или овальные поднятия, осложняющие структуру антеклиз и синеклиз.



Складчатый или подвижный пояс – это подвижные (мобильные) области земной коры, расположенные между платформами или по их окраинам, связывающие эти структуры друг с другом

Выделяются окраинноконтинентальные (например, Западно-Тихоокеанский, Андийский), внутриконтинентальные (например, Урало-Монгольский) и межконтинентальные (например, Средиземноморский) складчатые пояса.

Среди структур складчатых областей выделяются *антиклинории, синклинии, срединные массивы (микроконтиненты), рифты, межгорные и предгорные впадины и прогибы*.



Структурные элементы складчатой области.

А – антиклинории; Б – межгорная впадина; В – краевой прогиб; 1 – молассы; 2 – вулканические покровы; 3 – складчатый комплекс, пронизанный интрузиями гранитов; 4-5 – срединный массив или микроконтинент (4 – чехол, 5 – фундамент); 6-7 – платформа (6 – чехол, 7 – фундамент); 8 – разломы.

В развитии складчатых поясов можно выделить пять взаимосвязанных стадий (по Н.Л. Добрецову и др., 2001 с дополнениями):

1. Начальная или океаническая. Эта стадия раздвижения континентов и формирования океанических бассейнов;

2. Ранняя или островодужная. В это время образуются зоны субдукции и формируются энсиматические или энсиалические островные дуги и активные континентальные окраины.

3. Средняя или коллизионная. Эта стадия начинается с коллизии островных дуг, микроконтинентов и континентов и завершается закрытием океана. В это время формируются раннеколлизионные гранитоиды, зоны глаукофансланцевого метаморфизма, офиолиты в надсубдукционных аккреционных призмах.

4. Поздняя или постколлизионная. Характерным признаком этой стадии является массовое внедрение анорогенных гранитоидов, формирование гранито-гнейсовых куполов и грубообломочных вулканогенно-осадочных отложений (моласс).

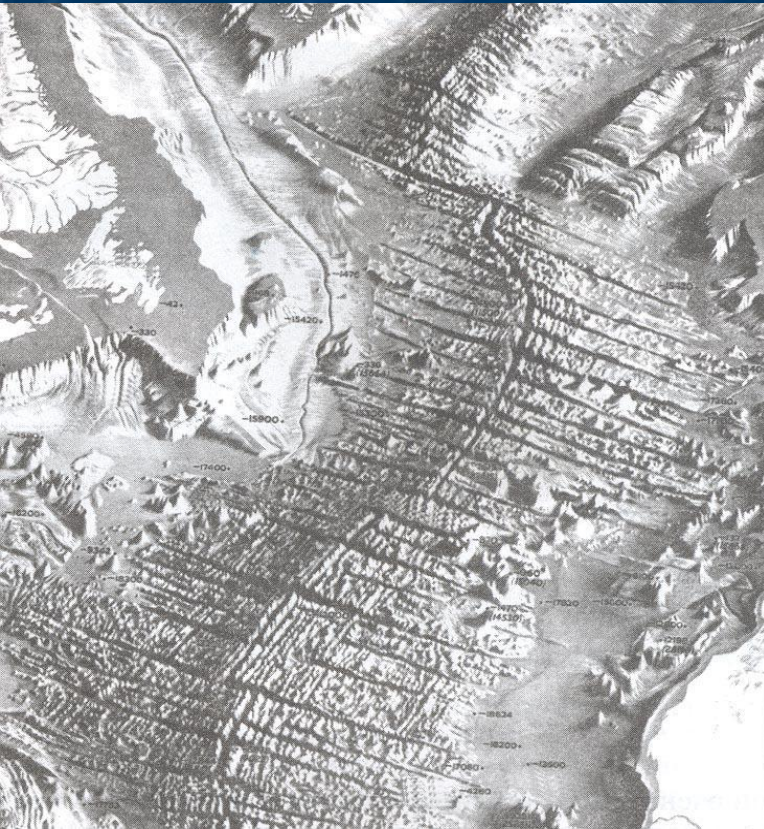
5. Завершающая или рифтогенно-континентальная. В эту стадию образуются ареалы внутриплитного щелочного и бимодального магматизма, связанного с мантийными плюмами.

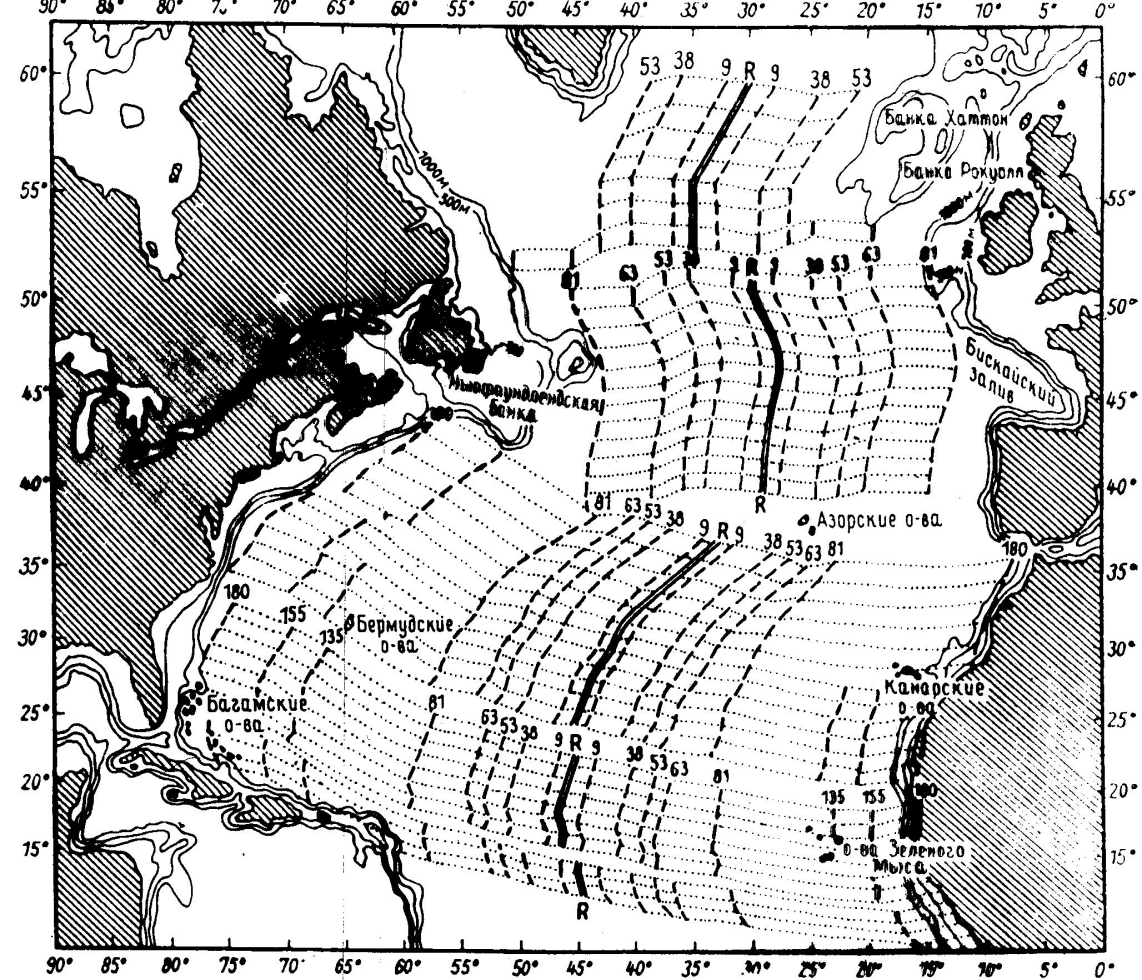
В основе мобилистской концепции лежит идея А. Вегенера о **дрейфе континентов**, но на новом качественном уровне.

Сформулировать гипотезу позволили полученные в 50-60 годы следующие новые факты:

1. На дне океанов были обнаружены гигантские срединно-океанические хребты (СОХ) с осевой рифтовой долиной, участками смещенной поперечными (трансформными) разломами-ущельями. Установлена приуроченность к осевой рифтовой долине максимальных значений теплового потока и наличие под СОХ разуплотненной верхней мантии. Выяснилось, что мощность осадков в пределах современных СОХ минимальная, но увеличивается в сторону от них.

Сейсмологические исследования показали приуроченность к этим рифтовым зонам эпицентров современных землетрясений, а драгирование - наличие свежих подушечных толеитовых базальтов на дне рифтовой долины.

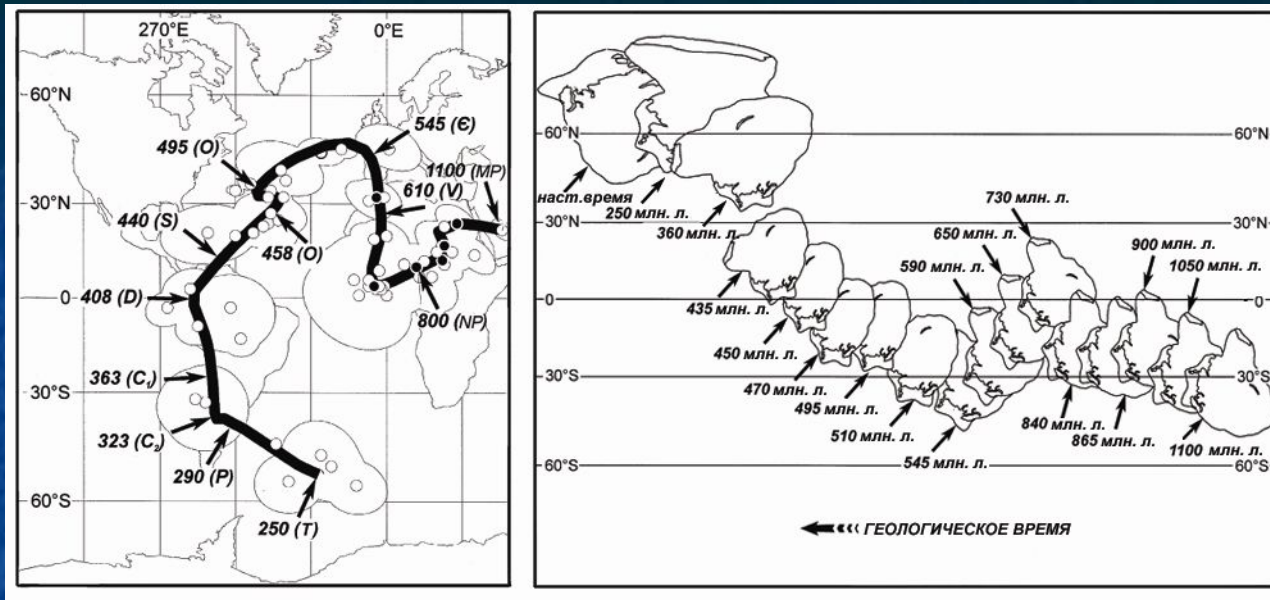




Цифры на пунктирных линиях – возраст магнитных аномалий (млн. лет).

Рисунок полосовых магнитных аномалий центральной части Атлантического океана (Зоненшайн, Савостин, 1979).
 R - СрединноАтлантический хребет (СОХ).

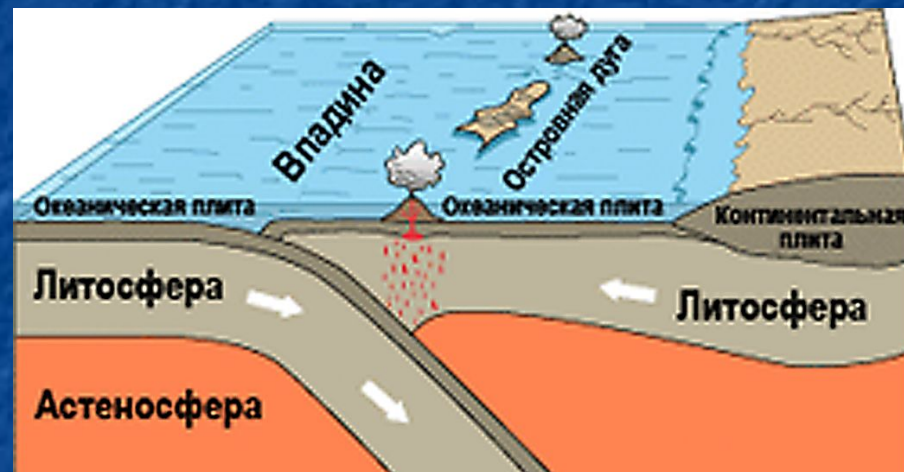
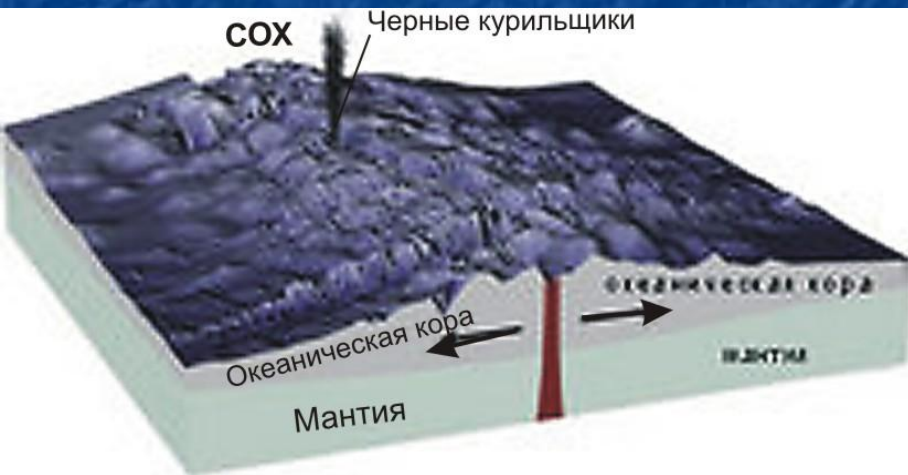
Важный результат был получен геофизиками, открывшими полосовидные, или линейные магнитные аномалии в океанах, которые удивительно симметрично располагались по обе стороны рифтовой зоны срединно-океанических хребтов и характеризовались прямой и обратной намагниченностью. Англичане Ф. Вайн и Д. Метьюз дали объяснение линейным магнитным аномалиям, подтвердившее спрединг океанического дна. Все эти линейные аномалии были классифицированы по возрасту и оказалось, что наиболее древние аномалии дальше всего отстоят от рифтовой зоны срединно-океанических хребтов и располагаются по обе стороны от него симметрично.

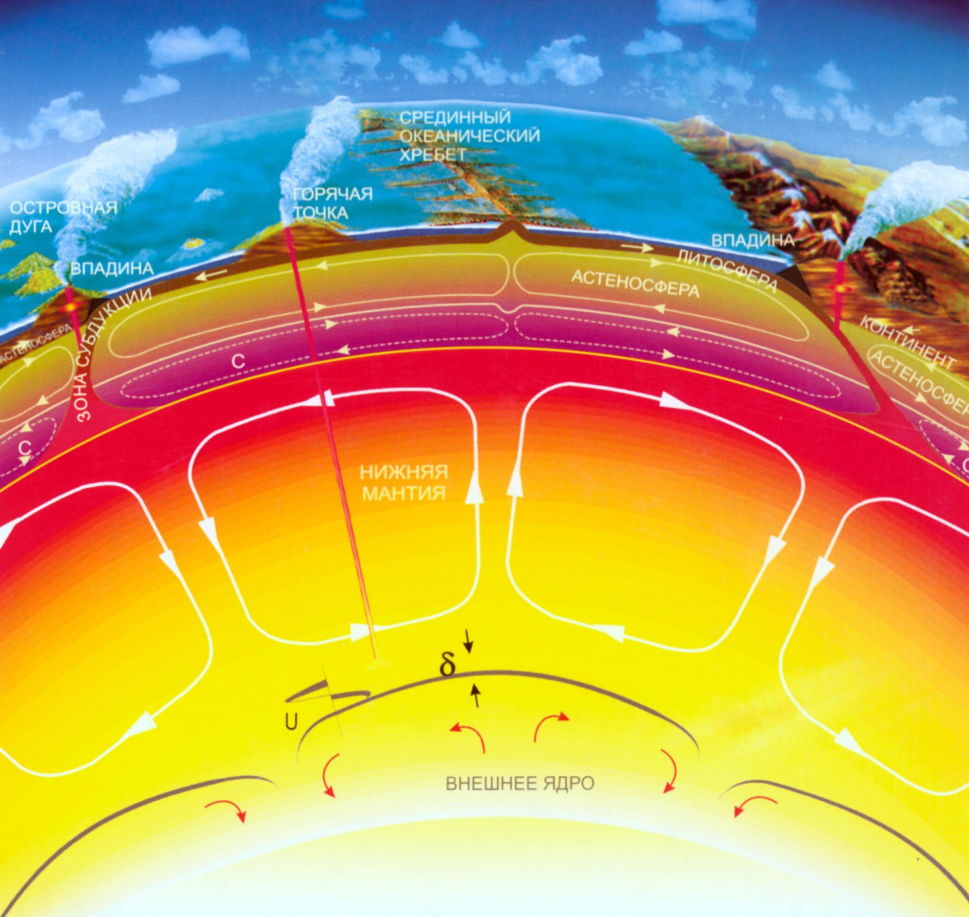


Вторым важным обстоятельством были палеомагнитные данные. Измерения векторов остаточной намагниченности одновозрастных пород на разных материках дали различные положения полюсов, а кривые миграции полюсов по разновозрастным породам разных материков также не совпадали. Учитывая, что магнитное поле у Земли дипольное, т.е. существуют только два магнитных полюса, чтобы избежать разброса, необходимо, используя палеомагнитные данные, переместить материки, тогда вся картина древнего магнитного поля становится понятной, совпадают полюса, совмещаются и кривые миграции полюсов.

- Эти данные объясняла гипотеза спрединга или разрастания океанического дна (американские геологи. Г.Хесс и Р.Дитц).
- В 1965 году канадский геолог Дж.Вильсон и английский геофизик Е.Буллард выделили литосферные плиты и описали направления их движения.
- В 1968 г. американские геологи и геофизики Л. Сайкса, Дж. Оливера, Б. Айзекса, В. Моргана и француз Ле Пишон сформулировали новую тектоническую гипотезу **«новая глобальная тектоника»** или **«тектоника литосферных плит»**.
- Сущность новой гипотезы заключалась в выделении 7 крупных и 5 более мелких литосферных плит, отличающихся относительной жесткостью и включающих континенты и часть океанического дна.
- Границы плит маркируются современными зонами высокой сейсмичности, а ниже литосферных плит располагается менее вязкая астеносфера. Литосферные плиты могут испытывать перемещения как по широте, так и по долготе, а также вращаться, с помощью ЭВМ и палеомагнитных данных можно рассчитывать движение плит.

Было выявлено существование трех главных типов границ или относительных перемещений литосферных плит: 1) расхождение (дивергенция), выраженные рифтингом и спредингом, 2) схождения (конвергенция), выраженные субдукцией или коллизией, 3) сдвиговые перемещения по трансформным разломам





Одним из наиболее трудных моментов новой теории является возможный механизм движения плит. Вспомним, что идеи А. Вегенера не получили развития, в первую очередь, из-за отсутствия приемлемого механизма. Сейчас считается, что такой движущей силой служит тепловая конвекция в мантии и внешнем ядре, которую впервые разработал английский геолог А. Холмс (1949). Предполагается, что нагретые струи вещества мантии медленно поднимаются в срединно-океанических хребтах и также медленно расходятся в стороны, охлаждаясь и опускаясь в зонах субдукции опять в мантию. Эти потоки или струи, несут на себе литосферные плиты

Предполагаемый механизм тектоники литосферных плит. Направление крупномасштабных перемещений внутри и на поверхности Земли изображено на этой схеме стрелками. Тепловая конвекция в жидком внешнем ядре обладает эффектом динамо-машины, генерирующей геомагнитное поле. Конвекция в верхней мантии приводит в действие механизм тектоники плит. В процессе вулканической деятельности расплавленное вещество подается к поверхности в срединно-океанических хребтах и других местах. Твердое вещество возвращается обратно на глубину в зонах субдукции. Степень перемешивания вещества верхней и нижней мантии служит предметом споров. В данном варианте принята модель с отдельными конвективными ячейками в нижней и верхней мантии с промежуточным слоем С и вихревыми движениями во внешнем ядре.

- Фиксистские концепции.

- **Пульсационная гипотеза** В. Бухера, М. А. Усова и В. А. Обручева базировалась на предположении о периодическом, пульсационном изменении объема Земли, причины которого были неизвестны.

- В середине XIX века появилось **учение о геосинклиналиях**. Стало понятным, что горно-складчатые сооружения возникают там, где раньше были прогибы, заполнявшиеся морскими отложениями. Однако и эта гипотеза не могла объяснить происхождение многих тектонических структур земной коры.

- В конце 30-х годов в нашей стране В. В. Белоусовым была разработана **концепция глубинной дифференциации вещества** или **радиомиграционная**. Источником энергии этого процесса считается самопроизвольный распад радиоактивных элементов, содержащихся в породах коры и мантии. Дифференциация вещества на границе внешнего ядра и мантии способствует подъему легких компонентов вверх и опусканию тяжелых вниз. Легкий разогретый материал скапливается под земной корой, ниже астеносферного слоя, который также разогревается, и в нем происходит частичное плавление материала. Этот материал выходит на поверхность, давая начало базальтовым излияниям. Далее, вследствие утяжеления литосферы происходит ее опускание и в земной коре образуются эвгеосинклинальные прогибы с мощным базальтовым и ультраосновным магматизмом. Затем, на разогретую астеносферу постепенно распространяется охлаждение, способствующее отделению флюидов, вызывающих метаморфизм накопившихся в геосинклинали отложений. Поднимающиеся снизу новые порции разогретого вещества лишь приподнимают над собой литосферу. Прочная литосфера препятствует прорыву на поверхность разогретых масс астеносферы. Так наступает стадия горообразования.

- В гипотезе В.В. Белоусова предполагается, что пространства с корой океанического типа (океаны) возникают за счет так называемой «базификации» континентальной коры в результате насыщения ее продуктами базальтового магматизма как в интрузивной, так и в вулканической формах. При этом процессе, естественно, никаких перемещений материков не происходит. Таким образом, данная тектоническая гипотеза утверждает постоянство структурного рисунка земного шара в том смысле, что все структурные элементы, как бы они ни развивались, находятся на одном зафиксированном месте.