

Модуль №1. «Общая и историческая геология»

Тема №2. Земля в Мировом пространстве; происхождение, строение и состав Земли

Лекция №3.

Тепловое поле Земли. Внешняя и внутренняя теплота Земли.

Электрическое поле Земли.

Минералы. Физические свойства и классификация.

Геохронология. Единицы геохронологической и стратиграфической шкалы.

Методы определения возраста горных пород (абсолютного и относительного).

Геохронологическая таблица.

Горные породы. Их классификация.

Классификация осадочных горных пород.

Доцент, канд.техн.наук – А.Ю. Белоносков

Тюмень, 2020

Тепловое поле Земли. Внешняя и внутренняя теплота Земли.

Земля относится к группе холодных небесных тел. В космическое пространство она излучает меньше энергии, чем получает извне. На ее поверхность воздействует огромный энергетический поток, поступающий от Солнца, т.е. внешняя теплота. В течение 1 мин на 1 см² земной поверхности, ориентированной перпендикулярно солнечным лучам, попадает 8,173 Дж тепла. Это так называемая солнечная постоянная. Около 40 % этой энергии сразу же отражается от ее поверхности в космическое пространство. Однако, как отмечалось, Земля усваивает только 2/3 энергии; та ее доля, которая отражается планетой, называется альбедо. Для Земли альбедо составляет 0,33. Остальная часть преобразуется атмосферой, гидросферой и биосферой в длинноволновое излучение, нагревающее эти геосферы, и затем обратно отражается в космическое пространство. Лишь 2 % энергии идет на разрушение горных пород, образование осадочных пород, накапливается в органическом веществе и горючих полезных ископаемых.

Все точки земной поверхности, располагающиеся на одной широте, получают от Солнца в течение года одно и то же количество тепла. Перераспределение тепла на земной поверхности зависит от: формы рельефа, распределения воды и суши, растительного покрова, воздушных и морских течений. Все это влияет на климат местности.

Различают среднесуточные, среднемесячные и среднегодовые температуры. Линии, соединяющие точки с одинаковыми средними температурами (суточными, месячными, годовыми) называются изотермами. С высотой температура воздуха понижается. Высота подъема, при которой температура воздуха понижается на 1 °С, называется аэротермической ступенью.

Величина, обратная аэротермической ступени, называется аэротермическим градиентом— Га. Он соответствует понижению температуры (°С) при подъеме на высоту 1000 м.

Солнечная энергия определяет температуру самого верхнего слоя Земли, которая изменяется под влиянием суточных и сезонных колебаний климата.

Суточные изменения температуры сказываются до глубины 1-2 м, в то время как сезонные колебания фиксируются на глубине до 30 м. Глубина, ниже которой сезонные колебания температуры не влияют на горные породы, называется поясом постоянных температур, или нейтральным слоем. Весь объем приповерхностного слоя, где сказываются сезонные колебания температур, называют гелиотермозоной. Ниже гелиотермозоны располагается геотермозона, в которой температура определяется внутренними энергетическими ресурсами Земли.

В 1868 г. по инициативе английского физика У. Томсона были систематизированы данные по изменению температуры с глубиной в шахтах и скважинах, которые показали, что в среднем на каждые 100 м температура изменяется на 2,5-3,5 °С. С этого времени паука о тепловом поле Земли — геотермия стала опираться на строгий фактический материал.

Тепловое поле Земли. Внешняя и внутренняя теплота Земли.

Главными геотермическими параметрами теплового поля Земли являются:

- геотермический градиент;
- геотермическая ступень;
- коэффициенты теплопроводности;
- теплоемкость;
- плотность теплового потока;
- величина теплогенерации.

Геотермический градиент характеризует изменение температуры горных пород на единицу расстояния. В зависимости от того, измеряется температура по площади или в вертикальном разрезе, выделяют горизонтальный и вертикальный геотермические градиенты. Обычно значения геотермического градиента составляют 3—5 °С на каждые 100 м. В верхних же слоях Земли он равен 2 °С на 100 м. Закономерность нарастания температуры с глубиной справедлива лишь для верхних оболочек земных недр, примерно до глубины 70 км, т. е. до раздела кора — мантия. В мантии увеличение температуры с глубиной определяется адиабатическим градиентом, который равен 0,35—0,45 °С/км. С помощью адиабатического градиента расчетное значение температуры земного ядра оценивается в 5—6 тыс. °С.

Величина, обратная геотермическому градиенту называется **геотермической ступенью**. Она характеризует длину интервала пород, в пределах которого температура повышается на 1°.

Геотермический градиент является важным параметром теплового поля Земли, но он не дает полного представления о том, какое количество тепла проходит через объем пород за определенный период времени, то есть не характеризует теплотери Земли. Ведь при одинаковом температурном градиенте через породы, обладающие разной теплопроводностью, пройдет и разное количество тепла. Способность пород проводить тепло характеризует **коэффициент теплопроводности (K)**, который равен количеству тепла, переносимого через единицу поверхности за единицу времени при градиенте температур, равном единице. Главный закон теплопроводности — закон Фурье: количество тепла dQ , переносимого за единицу времени dt через единицу площади dS в направлении нормали Z к этой площади, пропорционально градиенту температуры dT/dz :

$$dQ = -(dT/dz)dSdt.$$

Коэффициент теплопроводности пород зависит от следующих особенностей их состава и строения:

- от свойств слагающих минералов и их взаимоотношений между собой;
- от степени раскристаллизованности и размеров кристаллов (аморфные, неполнокристаллические породы обладают худшей теплопроводностью по сравнению с полнокристаллическими);
- от соотношений фаз, входящих в породу (твердой, жидкой, газообразной). При прочих равных условиях водонасыщенность пород увеличивает ее теплопроводность;
- от текстурных особенностей пород, в частности пористости, которая снижает теплопроводность, особенно когда поры заполнены газом. Важное значение имеет и структура порового пространства.

Наиболее полную характеристику тепловому полю даст **плотность теплового потока (q)**, который рассчитывается как произведение геотермического градиента (G) на коэффициент теплопроводности (k):

$$q = kG.$$

Тепловое поле Земли. Внешняя и внутренняя теплота Земли.

Тепловой поток поднимается из глубин Земли к поверхности и затем рассеивается двумя способами.

1. В виде *кондуктивного* теплового потока (за счет теплопроводности горных пород).

2. *Конвективный* вынос тепла (вынос тепла самим теплоносителем) при вулканизме и гидротермальной деятельности.

В среднем на планете плотность теплового потока составляет 75 мВт/м², не отличаясь значительно для континентов и океанов. Отклонения наблюдаемых значений плотности теплового потока от средних значений получили названия **тепловых аномалий**, которые делятся на региональные и локальные.

Региональные аномалии связаны с неравномерным распределением радиоактивных элементов и неравномерной конвекцией в мантии. Они характерны для целых геологических провинций и сохраняются длительное время. Региональные аномалии представляют большой интерес для изучения термодинамических процессов и эволюции глубинных геосфер Земли.

Локальные аномалии вызваны различными причинами, обусловленными внешними геосферами, вплоть до земной коры. Это строение осадочного чехла, рельеф кристаллического фундамента, гидродинамические процессы.

Внутренняя теплота Земли обуславливается энергией радиоактивного распада, приливного торможения и гравитационной дифференциации земного вещества. Если энергия радиоактивного распада, приливного торможения полностью переходит в тепло, то энергия гравитационной дифференциации переходит не полностью, так как часть ее расходуется на дополнительное упругое сжатие планеты.

В настоящее время основными теплогенерирующими процессами внутри литосферы (земная кора и надастеносферная мантия в порядке убывания являются: радиоактивный распад, экзотермические реакции, фазовые переходы (плавление, кристаллизация) и фрикционное тепло (выделяется при трении в результате тектонических движений). За счет этих процессов генерируется 40-45 % собственного теплового потока литосферы, остальная часть (55~65 %) поступает из мантии. Для мантии основной источник энергии — гравитационная дифференциация вещества.

Анализ вклада каждого источника в тепловой баланс Земли позволяет сделать вывод о том, что на ранних этапах развития Земли происходили ее разогрев, плавление, образование ядра и мантии. В дальнейшем теплопотери стали преобладать над процессами теплогенерации и планета стала *остывать*.

Человек еще долгие годы будет использовать тепло земных недр в хозяйственных нуждах. Геотермальная энергетика становится все более реальной альтернативой традиционным источникам тепла. Во многих регионах нашей страны геотермальная энергетика может оказаться главной надеждой на получение дешевой и экологически чистой тепловой энергии в будущем.

Электрическое поле Земли.

Электрическое поле Земли тесно связано с процессами в магнитосфере. Элементарные частицы ионосферы обладают, в основном, положительными зарядами, а литосферы Земли — отрицательными. В связи с этим перемещение заряженных частиц в ионосфере индуцирует возникновение электрических токов в твердой оболочке нашей планеты. Возникает своеобразный конденсатор: ионосфера обладает положительным зарядом, а литосфера — отрицательным. Изолятором служат плотные слои атмосферы. Величина заряда природного конденсатора в нижних слоях атмосферы достигает 100 В, а в период грозы — значительно выше.

Всплески солнечной активности придают переменный характер электрическому полю. При этом в атмосфере Земли на высоте 100—300 км возникают области неоднородной ионизации, которые высотными ветрами перемещаются в пространстве. Это создает переменные электромагнитные поля в атмо- и литосфере. В последней возникают естественные электрические токи, получившие название теллурических. Электроды, вкопанные в грунт и соединенные с амперметром, фиксируют теллурические токи силой до 100 мА, а в периоды возмущения электрических полей до 2,5 А. Средняя плотность теллурических токов 2×10^{-6} А/м².

В литосфере распространены также постоянные и переменные электрические поля, образованные циркуляцией минерализованных подземных вод, электрохимическими процессами и т. д. Изменение электрического поля используется для изучения глубинного строения Земли, поскольку все горные породы обладают удельным электрическим сопротивлением и удельной электропроводностью. Эти величины обратны друг другу.

Минералы. Физические свойства и классификация.

Все вещество земной коры и мантии Земли состоит из минералов, которые разнообразны по форме, строению, составу, распространенности и свойствам. Все горные породы состоят из минералов или продуктов их разрушения.

Само слово минерал происходит от латинского минера, что означает кусок руды.

Минералами называются твердые продукты, образовавшиеся в результате природных физико-химических реакций, происходящих в литосфере, обладающих определенными химическим составом, кристаллической структурой, имеющих поверхности раздела.

Каждый минерал имеет поверхность раздела с соседними минералами в виде граней кристаллов или межзерновых границ произвольной формы. Совокупность минералов, обладающих одинаковой структурой и близким химическим составом, образует минеральный вид. Минералы одинакового состава, но с разной структурой относятся к разным минеральным видам.

В настоящее время выделено более 3000 минеральных видов и почти столько же их разновидностей. Распространенность минералов в земной коре определяется распространенностью химических элементов.

Минерал в виде кристалла - это твердые вещества, в котором атомы или молекулы расположены в строго заданном геометрическом порядке. Элементарной ячейкой называется самая маленькая часть кристалла, которая повторяется многократно в 3-х мерном пространстве. Формы природных кристаллов-минералов чрезвычайно разнообразны. Варианты размещения атомов и молекул в кристаллах были впервые описаны Е.С. Федоровым и А.Шенфлисом, создавших теорию 230 пространственных групп симметрии. Все известные группы кристаллографической симметрии подразделяются на семь систем или сингоний (в порядке понижения симметрии): 1) кубическая (элементарная ячейка - куб); 2) гексагональная (шестигранная призма); 3) тригональная (ромбоэдр); 4) тетрагональная (тетрагональная призма); 5) ромбическая (прямоугольный параллелепипед); 6) моноклинная (параллелепипед с одним углом между гранями, отличающимся от прямого); 7) триклинная (косоугольный параллелепипед).

Минералы. Физические свойства и классификация.

Все минералы обладают кристаллической структурой - упорядоченным расположением атомов, что называется кристаллической решеткой. Атомы или ионы удерживаются в узлах кристаллической решетки силами различных типов химических связей: 1) ионной; 2) ковалентной; 3) металлической; 4) ван-дер-ваальсовой (остаточной); 5) водородной. Бывает, что минерал обладает несколькими типами связи. Тогда образуются компактные группы атомов, между которыми осуществляется более сильная связь. Одно и то же сочетание химических элементов может кристаллизоваться в различные структуры и образовывать разные минералы. Это явление называется полиморфизмом (полиморфаз - греч., многообразный). Кристаллы минералов бывают анизотропными (неравносвойственными), т.е. со свойствами одинаковыми с параллельных направлений и различных непараллельных.

Кристаллы минералов бывают анизотропными (неравносвойственными), т.е. со свойствами одинаковыми в параллельных направлениях и различных непараллельных.

Изотропными (равносвойственными) называются вещества, например, аморфные, в которых все физические свойства одинаковы по всем направлениям.

Одним из факторов, определяющих разнообразный состав минералов является изоморфизм, способность одних элементов замещать другие в структуре минералов без изменения самой структуры. Замещение может быть изовалентным, если элементы одинаковой валентности замещают друг друга или гетеровалентным, когда замещающие ионы имеют различную валентность.

Важную роль в составе минералов играет вода и гидроксильные группы, в зависимости от положения которых в кристаллической структуре различают воду: 1) конституционную; 2) кристаллизационную и 3) адсорбционную. 1-ая связана со структурой минералов теснее всего и входит в состав многих силикатов, окислов и кислородных солей. 2-ая - занимает крупные полости в структуре алюмосиликатов и при нагревании постепенно отделяется. 3-ий тип воды отделяется от минералов при нагревании до 110°C и является самой распространенной разновидностью.

Минералы чаще всего образуют сростания или агрегаты, в каждом из которых отдельные минералы характеризуются внешним обликом - размером и формой выделения. Если минерал хорошо огранен он называется идиоморфным, а если обладает направленными очертаниями - ксеноморфным.

По своему происхождению минералы подразделяются на эндогенные (эндо - греч., внутри), связанные с земной корой и мантией и экзогенными (экзо - греч., снаружи), образующиеся на поверхности земной коры.

Минералы. Физические свойства и классификация.

Современная систематика минералов.

Хотя минералов известно более 3000, не более чем 50 из них называются главными породообразующими, имеющими наибольшее распространение в земной коре. Остальные минералы присутствуют лишь в виде примесей и называются акцессорными (акцесориус - лат., дополнительный). Среди минералов на основе структурных и химических признаков выделяется несколько основных классов.

1. Самородные элементы и интерметаллические соединения. В настоящее время известно около 30 элементов с самородным состоянием, подразделяющиеся на металлы (золото, платина, серебро, медь); полуметаллы (мышьяк, сурьма); неметаллы (сера, графит, алмаз).

2. Сульфиды и их аналоги. Шире всего развиты сернистые соединения - сульфиды, образующиеся из гидротермальных растворов: пирит FeS_2 ; халькопирит CuFeS_2 ; галенит PbS ; сфалерит ZnS .

3. Галогениды представлены более, чем 100 минералами - солями галогеноводородных кислот: HF , HCl , HBr , HI . Шире всего распространены *хлориды Na, K и Mg; фториды Ca, Na и Al*.

4. Оксиды и гидроксиды широко распространены и насчитывают около 200 минералов оксидов и гидроксидов металлов и реже - полуметаллов, составляющих по массе 5% литосферы. Особенно развит свободный кремнезем SiO_2 - кварц и его многочисленные разновидности.

В класс оксидов попадают важные рудные минералы: гематит, магнетит, пиролюзит, касситерит, рутил, хромит, ильменит, уранинит, а из гидроксидов - брусит, гётит, гидрогётит, гиббсит.

5. Карбонаты. Содержание минералов класса карбонатов составляет в земной коре 1,5% по массе. Важное значение в структуре карбонатов имеют анионные группы $[\text{CO}_3]^{-2}$, изолированные друг от друга катионами. К карбонатам относятся: кальцит, доломит, сидерит, магнезит. Карбонат меди представлен малахитом; карбонат натрия - содой. Ионы - хромофоры (красители) окрашивают карбонаты Cu в зеленые и синие цвета, U - в желтые, Fe - в коричневые, а другие карбонаты бесцветные. Некоторые карбонаты имеют органическое происхождение, другие связаны с гидротермальными растворами, третьи - с минеральными источниками.

6. Сульфаты, хроматы, молибдаты и вольфраматы.

Сульфаты - это соли серной кислоты (H_2SO_4), входящие в состав 300 минералов и составляющие 0,1% по весу в земной коре. Главную роль в структуре сульфатов играет крупный анион $[\text{SO}_4]^{2-}$. Среди сульфатов шире всего распространены гипс, ангидрит, барит, мирабилит, целестин, алунит.

Хроматы представляют собой соли ортохромовой кислоты (H_2CrO_4) и встречаются очень редко, например, в крокоите.

Минералы. Физические свойства и классификация.

Современная систематика минералов.

Молибдаты - это соли молибденовой кислоты (H_2MoO_4), образующиеся на поверхности, в зонах окисления рудных месторождений - вульфенит.

Вольфраматы - соли, соответственно, вольфрамовой кислоты (H_2WO_4) и к промышленно важным минералам относятся вольфрамит и шеелит.

7. Фосфаты, арсенаты и ванадаты. Все эти минералы принадлежат солям ортофосфорной (H_3PO_4), мышьяковой (H_3AsO_3) и ванадиевой (H_3VO_3) кислот. Хотя их распространенность в литосфере невелика - 0,7% по массе, всего этих минеральных видов насчитывается более 450. Наиболее характерным и устойчивым минералом фосфатов является апатит, а также монацит. К ванадатам относятся урановые слюдки, например тюямунит, а к арсенатам редкий минерал миметезит. В большинстве случаев все эти минералы образуются в близповерхностных условиях, вследствие разложения органических остатков (фосфаты), окисления мышьяковых соединений (арсенаты) и рассеянного в осадочных породах ванадия (ванадаты). Только апатит связан с магматическими и метаморфическими породами.

8. Силикаты. Класс силикатов содержит наиболее распространенные породообразующие минералы, которые слагают 90% литосферы. Самым важным элементом класса силикатов является четырехвалентный кремний, находящийся в окружении 4-х атомов кислорода, расположенных в вершинах тетраэдра (тетра - греч., четыре, гедра - грань). Эти **кремнекислородные тетраэдры (КТ)** представляют собой те элементарные структуры, из которых построены все силикаты. Имеет 4 свободные валентные связи. Именно за их счет и происходит присоединение ионов Al, Fe, Mg, K, Ca, Na и других. Способны группироваться друг с другом, образуя сложные кремнекислородные кластеры.

Силикатные минералы

Структура силикатов	Группировка	Минерал	Примеры
Островная	$(SiO_4)^{4-}$	Оливин	Форстерит Mg_2SiO_4
Цепочечная (одна цепь)	$(SiO_3)^{2-}$	Пироксен	Авгит $(Ca,Mg,Fe,Al) \cdot (Si,Al)_2O_6$
Ленточная (двойная цепь)	$(Si_4O_{11})^{6-}$	Амфибол	Роговая обманка $(Ca,Na)_2(Mg,Fe^{2+})_4 (Al,Fe^{3+}) \cdot (OH)_2 \cdot [(Al,Si)_4O_{11}]_2$
Листовая (слоевая)	$(Si_2O_5)^{2-}$	Слюда	Мусковит $KAl_2(OH)_2 \cdot [AlSi_3O_{11}]$
Каркасная	(SiO)	Кварц Полевой шпат	Кварц (SiO_2) Ортоклаз $(KAlSi_3O_8)$

Минералы. Физические свойства и классификация.

Современная систематика минералов.

В *цепочечных силикатах* КТ соединяются в непрерывные цепочки. Наиболее типичными минералами этой группы являются пироксены, как ромбические - гиперстен, так и моноклинные - авгит, диопсид.

Если цепочки соединяются друг с другом, то образуются *ленточные силикаты*, представителем которых являются широко распространенная роговая обманка.

Слоистые или листовые силикаты характеризуются структурой, в которой КТ соединены друг с другом в виде сплошного, непрерывного листа. К листовым силикатам принадлежат слюды: мусковит, биотит, серицит. Слюды очень широко распространены в горных породах всех типов.

К листовым силикатам также относятся тальк, серпентин и хлорит. Эти минералы образуются в результате метаморфических процессов.

Важную группу листовых силикатов представляют весьма распространенные глинистые минералы, образующиеся при выветривании различных горных, но особенно магматических и метаморфических пород. В эту группу входят: каолинит и монтмориллонит, являющиеся одними из главных минералов в корах выветривания. К листовым силикатам относятся также гидрослюды, т.е. слюды с присоединенными к ним H_2O , OH и распространенный минерал глауконит, имеющий сложную формулу и представляющий собой водный алюмосиликат Fe, K, Al.

Каркасные силикаты представляют собой одну из важнейших групп породообразующих минералов - полевых шпатов. Они составляют более 50% в земной коре. Полевые шпаты подразделяются на две группы: кальциево-натриевые или плагиоклазы и калиево-натриевые щелочные полевые шпаты. Плагиоклазы представляют собой непрерывный твердый раствор анортита и альбита с полным гетеровалентным изоморфизмом. Плагиоклазы подразделяются на кислые (альбит, олигоклаз), средние (андезин) и основные (лабрадор, битовнит, анортит) по содержанию в них анортита, при этом количество анортита (в %) определяет номер плагиоклаза.

Плагиоклазы очень широко распространены в магматических и метаморфических породах.

Среди калиевых полевых шпатов различают 4 типа: существенно калиевые - санидин, ортоклаз, микроклин; натриево-калиевые - анортоклаз.

К группе каркасных силикатов относятся фельдшпатоиды - минералы, образующиеся в щелочных магматических горных породах при недостатке SiO_2 . Это прежде всего нефелин, лейцит.

Геохронология. Единицы геохронологической и стратиграфической шкалы.

Геохронологическая таблица.

Последовательность геологических событий в истории развития земной коры в основном зафиксирована в различных по происхождению горных породах. Одни из них образуют наиболее простые формы залегания — слои, которые последовательно ложатся друг на друга, другие — сложные, разнообразные по форме и размерам тела.

Таким образом, в геологии существует понятие относительного и абсолютного летоисчисления, т.е. геохронологии — науке, базирующейся на комплексе методов по определению возраста горных пород.

Абсолютная геохронология предполагает определение возраста горных пород и длительности процессов их образования в годах, тысячах, миллионах лет. Относительная геохронология определяет возраст горных пород относительно друг друга, какие слои образовались раньше и являются более древними, какие позднее, являясь молодыми. Относительная геохронология не дает представления о продолжительности формирования тех или других геологических тел, но позволяет судить о последовательности их образования во времени.

При изучении геологического строения и составлении геологической карты необходимо прежде всего установить возрастную (геохронологическую) последовательность пород, слагающих площадь. Важнейшей задачей при этом является определение относительного возраста горных пород, то есть установление того, какие породы образовались раньше, какие позднее и к какой геохронологической единице они относятся.

В геологической истории Земли были выделены два главных неравных по продолжительности этапа: **докембрийский** (докембрий) или **криптозой** (от греч. «криптос» — скрытый) — время скрытой жизни, охватывающий архейскую и протерозойскую эры, и **фанерозойский** (фанерозой) (греч. «фанерос» — явный) — время явной жизни, включающий палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры. Неоднократно изменения вносились в подразделения четвертичного периода (системы), который было предложено именовать антропогеновым (от греч. «антропос» — человек).

Одной из важнейших задач геологии является реконструкция геологической истории Земли. Для выполнения этой задачи необходима информация о событиях и отложениях, которые имели место от момента образования Земли и до наших дней. Так была создана сначала стратиграфическая шкала (лат. «стратум» — слой, «графо» — описываю), в которой были показаны слоистые осадочные отложения от древних к молодым, а в 1881 г. на 2-м Международном геологическом конгрессе в г. Болонье (Италия) стратиграфическая шкала была совмещена с геохронологической, в которой уже были указаны временные рамки стратиграфических подразделений. После этого, на протяжении почти 120 лет геохронологическая шкала дополнялась и уточнялась и сейчас в России в последние годы используется геохронологическая (стратиграфическая) шкала, утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК) и другими организациями в 1993 г. Шкала включает следующие подразделения (с учетом дополнений к Стратиграфическому кодексу России 2000 г.).



ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА

Эра	Период	Эпоха	Изотопные датировки млн. лет	Характерные формы жизни
Кайнозой	Четвертичный	Голоцен Плейстоцен	1,8	Развитие рода Homo
	Неоген	Плиоцен	25+/-2	Возникновение современных семейств млекопитающих, формирование современной флоры
	Палеоген	Миоцен Олигоцен Эоцен Палеоцен	66+/-3	Расцвет млекопитающих и птиц
Мезозой	Мел		136+/-5	Развитие цветковых растений, расцвет насекомых, вымирание многих рептилий
	Юра		190-195+/-5	Господство рептилий на суше, в воде и воздухе. Возникновение покрытосеменных, птиц.
	Триас		230+/-10	Расцвет рептилий, распространение голосеменных, появление млекопитающих.
Палеозой	Пермь		280+/-10	Появление голосеменных, распространение рептилий
	Карбон		345+/-10	Распространение лесов, расцвет амфибий, появление летающих насекомых, возникновение рептилий
	Девон		400+/-10	Господство рыб, возникновение насекомых и амфибий, появление лесов из папоротников и плаунов
	Силур		435+/-10	Выход растений и позвоночных на сушу
	Ордовик		490+/-15	Появление первых позвоночных – бесчелюстных
	Кембрий		570+/-20	Развитие беспозвоночных, появление высших растений
	Венд		650-690+/-20	Появление кишечнорастных, членистоногих, иглокожих
	Протерозой	Рифей		1650+/-50
	Карелий		2500+/-100	Развитие низших растений
Архей			Более 3500	Зарождение жизни, появление прокариот. Господство бактерий и сине-зеленых, появление зеленых водорослей.

Эон (эонотема)	Эра (эратема)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Шкала абсолютного времени, млн. лет							
				Начало и конец периода	Продолжительность						
					Периода	эпохи					
1	2	3	4	5	6	7					
ФАНЕРОЗОЙ	Кайнозойская - KZ	четвертичный		1,7	1,7						
		неогеновый	Плиоценовая	23	21	4					
			миоценовая				17				
			палеогеновый				Олигоценовая	65	42	12	
							Эоценовая				18
	палеоценовая				11						
	Мезозойская - MZ	меловой	Поздняя	135	70						
			ранняя								
		юрский	Поздняя, или Мальмская	190	55-60	18	24				
			Средняя, или Доггерская				18				
			Ранняя, или лейасовая								
		триасовый	Поздняя	230	40	10	24				
			Средняя				6				
			ранняя								
	Палеозойская PZ	пермский	Поздняя	350	55	18	37				
			ранняя				10				
		каменноугольный	Поздняя	405	55	15	23				
			Средняя				32				
			ранняя				20				
		девонский	Поздняя	435	30	15	20				
			Средняя				15				
			ранняя				12				
		Силурийский	Поздняя	480	45	20	13				
ранняя											
Ордовикский		Поздняя	570	90	30						
	Средняя										
	ранняя										
Кембрийский	Поздняя	680	90	30							
	Средняя										
	Ранняя										

протерозой	верхний	Рифей - R	вендская		1650	970
Архей - AR	нижний				2600	950
	верхний				3500	Боле 900
	нижний					

Геохронологические

1. Акрон
2. Эон
3. Эра
4. Период
5. Эпоха
6. Век
7. Фаза
8. Пора
9. Термохронкриохрон

Стратиграфические

1. Акротема
2. Эонотема
3. Эратема
4. Система
5. Отдел
6. Ярус
7. Раздел¹
8. Звено
9. Степень

Все подразделения геохронологической и стратиграфической шкал ранга периода системы обозначаются по первой букве латинского наименования, например кембрий – K, ордовик – O, силур – S, девон – D и т.д., а эпохи (отделы) – цифрами – 1,2,3, которые ставятся справа от индекса внизу: нижняя юра J₁, верхний мел – K₂ и т.д. Каждый период (система) имеет свой цвет, которым и показывается на геологической карте. Эти цвета общепринятые и замене не подлежат.

Методы определения возраста горных пород (абсолютного и относительного).

Геология прошла долгий путь, прежде чем соотношения между горными породами стали очевидными и всем понятными принципами, на которых основываются все наблюдения.

1. Во первых, было установлено, что каждый слой отделяется от соседнего ясно выраженной поверхностью. В современных палеогеографических обстановках, в океанах, морях, озерах слои накапливаются горизонтально и параллельно. Этот принцип первичной горизонтальности оказался важным для следующего вывода.

2. В 1669 г. Николо Стено выдвинул принцип суперпозиции, заключающийся в признании того факта, что каждый вышележащий в разрезе слой моложе нижележащего. Т.о., у каждого слоя есть *кровля* и есть *подошва* независимо от того, как эти слои залегают в настоящее время. Они могут быть смяты в складки тектоническими движениями, они могут быть даже перевернуты. Все равно кровля слоя остается кровлей, а подошва - подошвой. Принцип суперпозиции Н. Стено позволил описывать толщи пород, состоящие из множества слоев и устанавливать изменения в них, происходящие во времени.

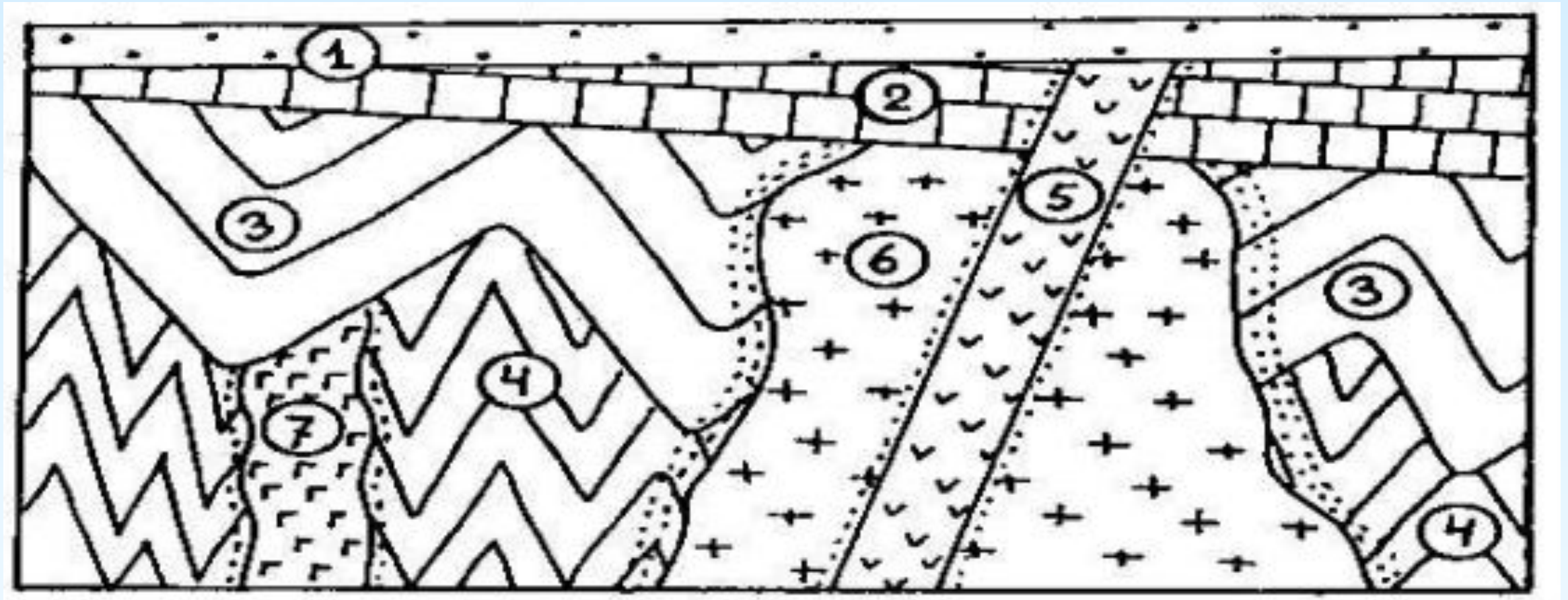
3. Если в каком-нибудь слое находится обломок, валун, глыба какой-то другой породы, то она древнее, чем этот слой. Точно также и в интрузивных образованиях и в лавовых потоках любое включение - ксенолит является более древним. Это положение можно назвать принципом включений.

4. Знаменитый английский геолог Джеймс Хаттон установил принцип пересечения, заключающийся в том, что любое тело как изверженных, так и осадочных пород, пересекающее толщу слоев, моложе этих слоев.

Перечисленные выше принципы анализа взаимоотношений слоистых толщ и изверженных пород дают возможность правильно выявить относительную последовательность геологических событий. Из них становится очевидным, что какие-либо метаморфические события, т.е. нагревание, воздействие давлением, флюидами, всегда моложе тех толщ, в которых они проявляются. Точно также и складчатость моложе, чем слои на которые она воздействует.

Методы определения возраста горных пород (абсолютного и относительного).

Пример



Самыми древними слоями являются слои толщи 4. После их накопления и смятия в складки внедрилась дайка 7, в которой есть ксенолиты пород толщи 4. Затем накопились слои тощи 3, впоследствии смятые в относительно пологие складки. Затем они были прорваны гранитной интрузией 6. Далее образовались слои 2, которые слегка деформировались и в них внедрилась дайка 5. Все отложения перекрыты слоем 1.

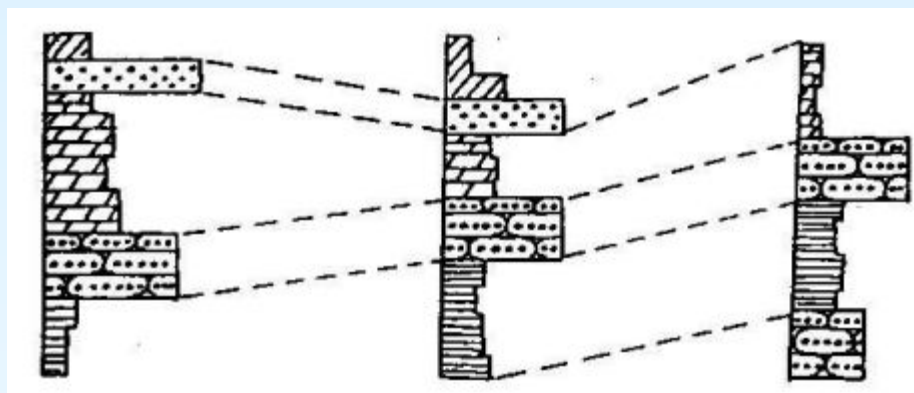
Таким образом, изложенные выше принципы на первом этапе помогают восстанавливать геологическую историю района.

Методы определения возраста горных пород (абсолютного и относительного).

На втором этапе возникает необходимость выделения одновозрастных слоев в разных геологических обнажениях.

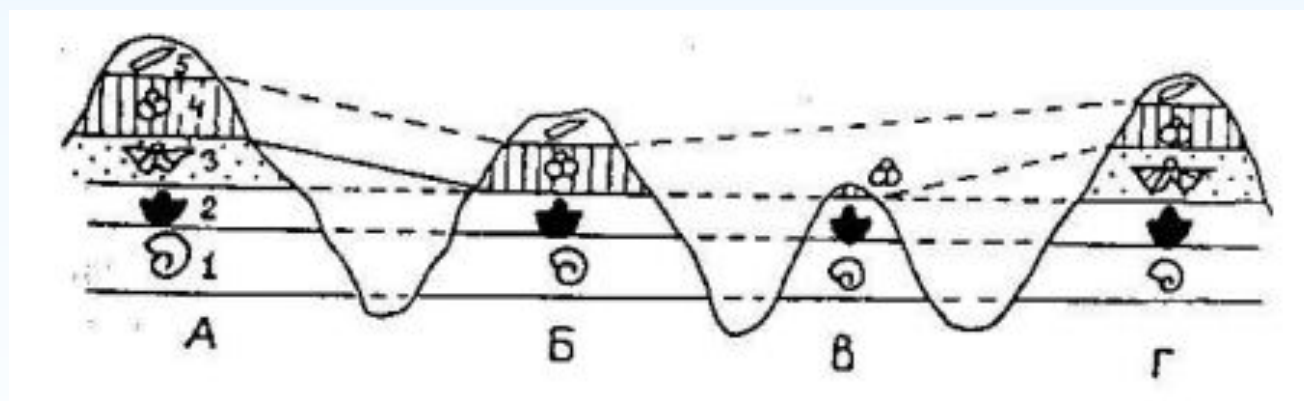
Один из методов - это прослеживание слоя на местности от одного обнажения до другого. Если местность хорошо обнажена, то этот прием не составляет трудности.

Другой способ корреляции заключается в предположении, что породы одного и того же типа формировались в одно и то же время. Иными словами, если в одном обнажении мы наблюдаем белые кварцевые песчаники с кривой слоистостью, то, выявив точно такие же песчаники в другом, достаточно удаленном обнажении, мы можем предположить, что эти песчаники имеют один и тот же возраст. Подобная корреляция наиболее успешна, когда имеются хорошо отличающиеся друг от друга слои или толщи слоев.



Корреляция отложений по составу

Еще один способ сопоставления удаленных друг от друга разрезов заключается в сравнении распространенной в них фауны. Существуют формы ископаемых организмов, которые имеют широкое площадное распространение и очень узкий вертикальный интервал существования, т.е. они жили краткое время. Такие формы организмов называют **руководящими**. Присутствие подобных окаменелостей в слоях разных обнажений, даже, несмотря на то, что слои могут различаться и по составу, и по мощности, однозначно свидетельствует об одновозрастности этих слоев. Сопоставление фауны и литологического состава отложений позволяет выявлять в разрезах отсутствие некоторых слоев, т.е. установить перерыв в осадконакоплении.



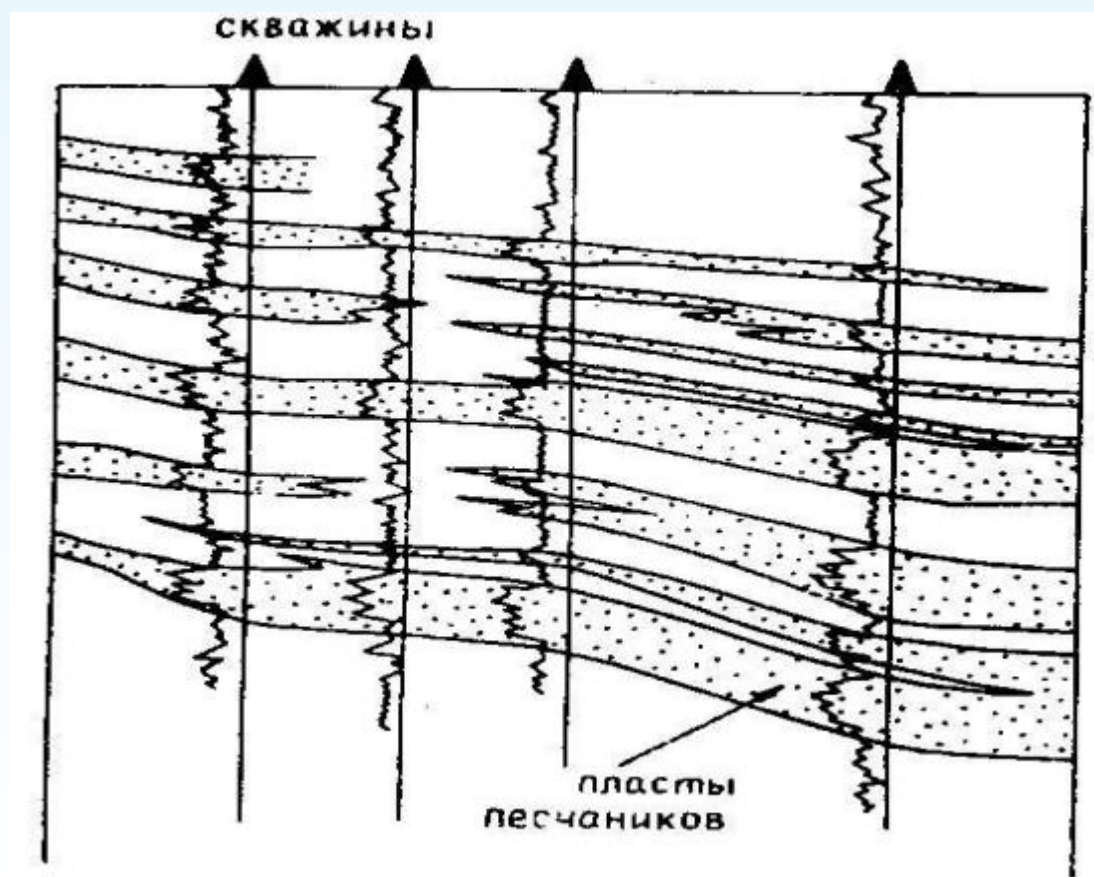
Сопоставление разрезов палеонтологическим методом. Слой 3 отсутствует в разрезах Б и В. Остальные слои прослеживаются во всех разрезах

Методы определения возраста горных пород (абсолютного и относительного).

В последние 25 лет для корреляции осадочных толщ не выходящих на поверхность Земли или расположенных ниже дна океана или моря используется специальный геофизический метод, основанный на отражении сейсмических волн от слоев разной плотности.

Этот метод, названный сейсмостратиграфическим, позволяет получать как бы геологический профиль на расстоянии десятков километров и по специфическому рисунку отражений сейсмических волн от кровли и подошвы различных слоев проследить их и коррелировать между собой. Сейсмостратиграфия особенно широко используется при поисковых работах на нефть и газ, т.к. позволяет сразу же выделять места, благоприятные для скопления углеводородов.

В настоящее время также широко используется палеомагнитный метод корреляции отложений. Все горные породы, как магматические, так и осадочные, в момент своего образования приобретают *намагниченность*, отвечающую по направлению и по силе магнитному полю данного времени. Эта намагниченность сохраняется в породе, поэтому и называется остаточной намагниченностью, разрушить которую может лишь нагревание до высоких температур, выше точки Кюри, ниже которой магматические породы приобретают намагниченность либо, скажем удар молнии. В истории Земли неоднократно происходила смена полярности магнитного поля, когда северный и южный полюса менялись местами, а горные породы приобретали прямую (положительную, как в современную эпоху) или обратную (отрицательную) намагниченность. Сейчас разработана подробная шкала смены полярности для всего фанерозоя, но особенно для мезозоя, успешно применяемая для корреляции базальтов и осадков океанического дна. Существуют и другие методы корреляции отложений



Электрокаротажные кривые в скважинах, помогающие выявить пласты песчаников в толще пород с относительно высоким сопротивлением.

Методы определения возраста горных пород (абсолютного и относительного).

Возраст геологических событий и объектов в абсолютных единицах времени (годах, тысячелетиях, миллионах и миллиардах лет) определяют радиологическими (изотопными) методами, основанными на стабильной скорости распада (спонтанного деления) ядер радиоактивных элементов.

Как известно, многие химические элементы имеют несколько изотопов, различающихся числом нейтронов в ядре при равном количестве протонов, которое соответствует порядковому номеру элемента в периодической системе Д. И. Менделеева. Сумма протонов и нейтронов составляет массовое число изотопа.

Некоторые изотопы химических элементов нестабильны (радиоактивны) и распадаются с выделением энергии гамма-излучения, α - и β -частиц, переходя в стабильные изотопы материнского или других элементов. Скорость распада, а тем самым и ход геохронологических часов, не изменяется под воздействием давления и температуры, то есть можно принять, что радиоактивные часы, которые природа подарила геологам, идут с постоянной скоростью, не зависящей от каких-либо внешних факторов. Скорость радиоактивного распада конкретного изотопа выражается либо через константу распада λ , либо через период полураспада T — отрезок времени, в течение которого распадается половина атомов исходного (материнского) изотопа. Зная скорость распада радиоактивного элемента и определив с помощью специального прибора — масс-спектрометра содержание начальных и конечных продуктов распада, можно судить о возрасте геологических объектов — пород, метеоритов, минералов и т. д.

Все типы радиоактивных превращений подчиняются закону радиоактивного распада. Этот закон определяет зависимость между числом изотопов в закрытой системе (минерале, породе) в момент ее образования N_0 и числом атомов N_t не распавшихся по прошествии времени t : $N_0 = N_t e^{\lambda t}$, где

λ — постоянная распада — доля распавшихся ядер данного изотопа за единицу времени, от общего их количества в закрытой системе (минерале, породе). Размерность этой единицы — год⁻¹; e — основание натуральных логарифмов. Из закона радиоактивного распада, выведено главное уравнение геохронологии, по которому вычисляется возраст, отсчитываемый радиоактивными часами:

$$t = 1/\lambda \ln (N_k / N_t + 1) , \text{ где}$$

N_k — число изотопов конечного продукта распада; N_t — число радиоактивных изотопов, не распавшихся по прошествии времени t . Таким образом, чтобы определить возраст минерала или породы (t), достаточно измерить количество материнского радионуклида и продукта его распада — стабильного дочернего изотопа. Численное значение λ для каждого радиоизотопа определяется особо и при обычной работе берется из таблиц. Вместо постоянной распада радиоактивного изотопа на практике часто используется другая его характеристика — период полураспада ($T^{1/2}$) — время, за которое число радиоактивных ядер данного изотопа убывает на половину. Период полураспада связан с постоянной распада следующим отношением: $T^{1/2} = \ln 2 / \lambda = 0.693 / \lambda$.

Методы определения возраста горных пород (абсолютного и относительного).

Названия изотопно-геохронологических методов обычно образуются из названий радиоактивных изотопов и конечных продуктов их распада. По этому признаку различают: уран-торий-свинцовый (часто уран-свинцовый), калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, рений-осмиевый и др. методы.

Основные методы изотопного датирования и лежащие в их основе процессы радиоактивного распада

№ пп	Метод изотопного датирования	Процесс радиоактивного распада
1	Уран- свинцовый	$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ с $\lambda = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$ и $T = 4,47 \cdot 10^9$ лет $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ с $\lambda = 9,8485 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$ и $T = 0,704 \cdot 10^9$ лет $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ с $\lambda = 4,9475 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$ и $T = 14,01 \cdot 10^9$ лет
2	Рубидий- стронциевый	$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$ с $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$ и $T = 4,88 \cdot 10^{10}$ лет
3	Самарий- неодимовый	$^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ с $\lambda = 6,54 \cdot 10^{-12}$ лет $^{-1}$ и $T = 10,6 \cdot 10^{10}$ лет
4	Калий- аргоновый	$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$ (89 % ядер) с $\lambda = 0,581 \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$ и $T = 1,19 \cdot 10^{10}$ лет $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$ (11 % ядер) с $\lambda = 4,962 \cdot 10^{-11}$ лет $^{-1}$, $T = 0,14 \cdot 10^{10}$ лет
5	Радиоуглеродный	$^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$ с $\lambda = 1,205 \cdot 10^{-4}$ лет $^{-1}$ и $T = 5730$ лет

В начале 60-х годов американскими исследователями был предложен новый метод определения возраста минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (^{238}U), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории. На сегодняшний день, трековое датирование – это стандартный метод геохронологии и геотермических исследований. В зернах минералов происходит спонтанное деление атомов урана, при котором формируются частицы, обладающие высокой энергией. При прохождении через твердое вещество эти частицы оставляют нарушения на атомном уровне, ориентированные вдоль траектории их движения. Эти линейные нарушения называются **треками**.

Образовавшиеся треки спонтанного деления можно наблюдать лишь при помощи электронного микроскопа, но если кристалл поместить в агрессивный химический реагент, то в первую очередь начнут растворяться зоны дефектов. Таким образом, размер треков увеличивается путем химического травления, и они становятся видны в оптический микроскоп.

Горные породы. Их классификация.

Классификация осадочных горных пород.

Горные породы представляют собой естественные минеральные агрегаты, формирующиеся в литосфере или на поверхности Земли в ходе различных геологических процессов. Основную массу горных пород составляют породообразующие минералы, состав и строение которых отражают условия образования пород. Кроме этих минералов в породах могут присутствовать и другие, более редкие (акцессорные) минералы, состав и количество которых в породах непостоянны.

Строение горных пород характеризуется структурой и текстурой. **Структура** определяется состоянием минерального вещества, слагающего породу (*кристаллическое, аморфное, обломочное*), размером и формой кристаллических зерен или обломков, входящих в ее состав, их взаимоотношениями.

Под **текстурой** породы понимают расположение в пространстве слагающих ее минеральных агрегатов или частиц горной породы (кристаллических зерен, обломков и др.). Выделяют плотную и пористую текстуры, однородную или массивную и ориентированную (слоистую, сланцеватую и др.).

В основу классификации горных пород положен генетический признак. По происхождению выделяют:

- 1) **магматические**, или изверженные, горные породы, связанные с застыванием в различных условиях силикатного расплава - магмы и лавы;
- 2) **осадочные** горные породы, образующиеся на поверхности в результате деятельности различных экзогенных факторов;
- 3) **метаморфические** горные породы, возникающие при переработке магматических, осадочных, а также ранее образованных метаморфических пород в глубинных условиях при воздействии высоких температур и давлений, а также различных жидких и газообразных веществ (флюидов), поднимающихся с глубины.

Горные породы. Их классификация.

Классификация осадочных горных пород.

Магматические горные породы наряду с метаморфическими составляют основную массу земной коры, однако на современной поверхности материков области их распространения сравнительно невелики. В земной коре они образуют тела разнообразной формы и размеров, состав и строение которых зависит от химического состава исходной магмы и условий ее застывания.

В основе классификации магматических горных пород лежит их *химический состав*. Учитывается прежде всего содержание оксида кремния, по которому магматические породы делятся на четыре группы:

- *ультраосновные* породы, содержащие менее 45 % SiO₂ ,
- *основные* - 45-52%,
- *средние* -52-65 %
- *кислые* - более 65 %.

В зависимости от условий, в которых происходило застывание магмы, магматические породы делятся на ряд групп:

- породы глубинные, или *интрузивные*, образовавшиеся при застывании магмы на глубине,
- породы излившиеся, или *эффузивные*, связанные с охлаждением магмы, излившейся на поверхность, т.е. лавы.

Ультраосновные породы (гипербазиты, или ультрамафиты) в строении земной коры играют незначительную роль, причем наиболее редки эффузивные аналоги этой группы (пикриты и коматииты). Все ультраосновные породы обладают большой плотностью (3,0-3,4), обусловленной их минеральным составом.

Основные породы широко распространены в земной коре, особенно их эффузивные разновидности (базальты).

Габбро - глубинные интрузивные породы с полнокристаллической средне-и крупнозернистой структурой.

Базальты - черные или темно-серые вулканические породы. Базальты залегают в виде лавовых потоков и покровов, нередко достигающих значительной мощности и покрывающих большие пространства (десятки тысяч км²) как на континентах, так и на дне океанов.

Средние породы характеризуются большим содержанием светлых минералов, чем цветных, из которых наиболее типична роговая обманка. Такое соотношение минералов определяет общую светлую окраску породы, на фоне которой выделяются темно-окрашенные минералы.

Диориты - глубинные интрузивные породы, обладающие полнокристаллической структурой. Излившимися аналогами диоритов являются широко распространенные андезиты, обладающие обычно порфировой структурой.

Для всех *кислых пород* характерно наличие кварца. Кроме того, в значительных количествах присутствуют полевые шпаты - калиевые и кислые плагиоклазы.

Граниты - глубинные интрузивные породы, обладающие полнокристаллической, обычно среднезернистой, реже крупно- и мелкозернистой структурой. Породообразующие минералы - кварц (около 25-35 %), калиевые полевые шпаты (35-40 %) и кислые плагиоклазы (около 20-25 %), из цветных минералов - биотит, в некоторых разновидностях частично замещающийся мусковитом. Излившимися аналогом гранитов являются риолиты, аналогами гранодиоритов - дациты.

Горные породы. Их классификация.

Классификация осадочных горных пород.

Осадочные горные породы. На поверхности Земли в результате действия различных экзогенных, т.е. внешних, факторов образуются осадки, которые в дальнейшем уплотняются, претерпевают физико-химические изменения - диагенез, и превращаются в осадочные горные породы, тонким чехлом покрывают около 75 % поверхности континентов. Многие из них являются полезными ископаемыми, другие - содержат таковые.

Среди осадочных пород выделяются три группы:

- 1) обломочные породы, возникающие в результате механического разрушения каких-либо пород и накопления образовавшихся обломков;
- 2) глинистые породы, являющиеся продуктом преимущественно химического разрушения пород и накопления возникших при этом глинистых минералов;
- 3) химические (хемогенные) и органогенные породы, образовавшиеся в результате химических и биологических процессов.

Обломочные породы по размерам обломков подразделяются на несколько типов.

Грубообломочные породы. В зависимости от формы и размеров обломков среди пород этого гранулометрического типа выделяются следующие: глыбы и валуны - соответственно угловатые и окатанные обломки размером свыше 200 мм в поперечнике; щебень и галька - при размерах обломков от 200 до 10 мм; дресва и гравий - при размерах обломков от 10 до 2 мм.

Грубообломочные породы, представляющие собой сцементированные неокатанные обломки, называются **брекчиями** и **дресвяниками**, сцементированные окатанные обломки - **конгломератами** и **гравелитами**.

К среднеобломочным породам относятся распространенные в земной коре **пески** и **песчаники**. Первые представляют собой скопление несцементированных окатанных обломков песчаной размерности, вторые - таких- же, но сцементированных.

Мелкообломочные породы. Рыхлые скопления мелких частиц размерами от 0,05 до 0,005 мм называют **алевритами**. Одним из широко распространенных представителей алевритов является *лесс* - светлая палево-желтая порода, состоящая преимущественно из остроугольных обломков кварца и меньше - полевых шпатов с примесью глинистых частиц и извести.

Глинистые породы. Наиболее распространенными осадочными породами являются глинистые, на долю которых приходится больше 50 % объема всех осадочных пород. Глинистые породы в основном состоят из мельчайших (меньше 0,02 мм) кристаллических (реже аморфных) зерен глинистых минералов.

Горные породы. Их классификация.

Классификация осадочных горных пород.

Химические и органогенные породы образуются преимущественно в водных бассейнах.

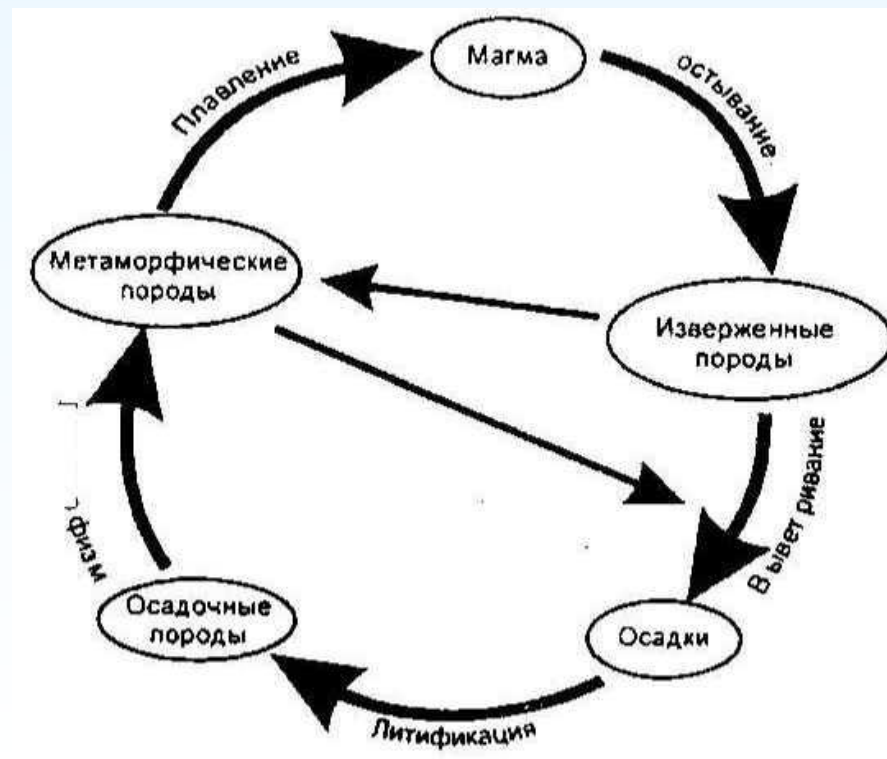
На долю карбонатных пород в осадочной оболочке Земли приходится около 14 %. Главный породообразующий минерал этих пород - **кальцит**, в меньшей степени - **доломит**. Соответственно, наиболее распространенными среди карбонатных пород являются **известняки** - мономинеральные породы, состоящие из кальцита.

Кремнистые породы состоят главным образом, из опала и халцедона. Так же, как карбонатные, они могут иметь биогенное, химическое и смешанное происхождение.

К биогенным породам относятся диатомиты и радиоляриты, состоящие из мельчайших, не различимых невооруженным глазом скелетных остатков диатомовых водорослей и радиолярий, скрепленных опаловым цементом.

Каустобиолиты (греч. "каустос" - горючий, "биос" - жизнь) образуются из растительных и животных остатков, преобразованных под влиянием различных геологических факторов. Эти породы обладают горючими свойствами, чем и обусловлено их важное практическое значение. К ним относятся породы ряда углей (торф, ископаемые угли), горючие сланцы.

Метаморфические горные породы - результат преобразования пород разного генезиса, приводящего к изменению первичной структуры, текстуры и минерального состава в соответствии с новой физико-химической обстановкой. Главными факторами (агентами) метаморфизма являются эндогенное тепло, всестороннее (литостатическое) давление, химическое воздействие флюидов. Постепенность нарастания интенсивности факторов метаморфизма позволяет наблюдать все переходы от первично осадочных или магматических пород к образующимся по ним метаморфическим породам. Метаморфические породы обладают полнокристаллической структурой. Размеры кристаллических зерен, как правило, увеличиваются по мере роста температур метаморфизма.



Круговорот горных пород