

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОТКРЫТЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Кафедра "Охраны недр и рационального природопользования"

# *Геология и полезные ископаемые*

## *Часть 1.*

*Адаптированная программа и методические рекомендации для студентов  
вузов по специальности "Обогащение полезных ископаемых".*

Москва МГОУ  
2004

ББК 26.3  
М 60  
УДК 553

Р е ц е н з е н т ы:

кафедра "Геологии полезных ископаемых" Московского государственного геологоразведочного университета (зав. кафедрой, д-р геолого-минералогических наук, проф. *В.Е. Бойцов*), д-р геолого-минералогических наук, проф., главный специалист ВИМСа Министерства природных ресурсов *А.А. Фролов*.

**Милютин Анатолий Григорьевич.** Геология и полезные ископаемые. Учебное пособие Часть I. Геология. Электронное издание. – М.: МГОУ, 2004, - 28 с.

В жатой форме изложены: общие представления о происхождении и геологической истории развития Земли; сведения о строении земной коры; её химическом, минеральном и петрографическом составе; стратиграфические и геохронологические подразделения в геологическом летоисчислении; геологические процессы и их подразделение; техногенное воздействие объектов недропользования на геологическую среду.

В заключение приведены контрольные вопросы для самопроверки и тесты.

*Пособие предназначено для студентов, обучающихся по специальности "Обогащение полезных ископаемых".*

Компьютерное обеспечение выполнила К.А. Мирная.

Все права на размножение в любой форме остаются за автором.

Нелегальное копирование данного учебного пособия запрещено.

Электронная почта: e-mail/:msou @ rinet. ru, адрес в интернете <http://www.rinet.ru/~msou>.

107996 г. Москва, ул. Павла Корчагина 22, т/ф: 283-80-71  
(международный отдел) 2 корп.

## Оглавление

Введение.....	4
1.1 Происхождение и геологическая история развития Земли.....	5
1.2 Строение земной коры.....	9
1.3 Химический состав земной коры.....	12
1.4 Общие вопросы кристаллографии и минералогии.....	13
<i>Элементы симметрии кристаллов.....</i>	<i>13</i>
<i>Физические свойства минералов.....</i>	<i>15</i>
<i>Понятие о парагенезисе и типоморфности минералов.....</i>	<i>17</i>
<i>Классификация минералов.....</i>	<i>18</i>
1.5 Петрографический состав земной коры.....	20
1.6 Возраст горных пород.....	22
1.7 Геологические процессы.....	23
1.8 Техногенные изменения геологической среды.....	24
1.9 Контрольные вопросы для самопроверки.....	25
1.10 Тесты.....	26
Список рекомендуемой литературы.....	28

## *Введение*

В этой части учебного пособия рассматриваются геологические разделы из программы общеобразовательной профессиональной дисциплины "Геология" по направлению "Горное дело", необходимые студентам вузов, обучающихся по специальности "Обогащение полезных ископаемых".

Знания, получаемые при изучении геологической части пособия помогут студенту в освоении материала последующей части "Полезные ископаемые", как наиболее (профессионально и практически) важной и теоретически сложной.

Данное пособие является электронным изданием. Публикация его в печатном виде возможна во втором издании учебника автора [1]. При изучении материала необходимо обращаться к вопросам для самопроверки и тестам, приведенным в заключительных разделах.

За постоянную помощь в подготовке данной работы и других электронных изданий учебной литературы автор выражает глубокую признательность и благодарность сотруднице кафедры "Охраны недр и рационального природопользования" К.А. Мирной.

## 1.1 Происхождение и геологическая история Земли

Из широко известных взглядов на происхождение Земли ближе всего современным научным фактам отвечает теория О.Ю. Шмидта (1948), согласно которой Земля и другие сателлитные объекты Солнца являются производными космического газо-пылевидного облака. В процессе неравномерных вихревых движений в различных его частях произошло обособление сгустков, послуживших субстратом протопланетарных и других тел Солнечной системы.

По мере удаления от Солнца планет, вращающихся вокруг него по эллиптическим орбитам, выделяются внутренние планеты и отделенные от них поясом астероидов - внешние. К первым из них относятся Меркурий, Венера, Земля и Марс. Ко вторым – Сатурн, Уран, Нептун, Плутон.

Внутренние планеты относительно внешних характеризуются меньшими размерами, высокой плотностью, незначительной по массе атмосферой и небольшой скоростью осевого вращения.

Глобальную эволюцию Земли, образованной из космически холодного газо-пылевидного облака, на рубеже XX-XXI веков стали моделировать во взаимосвязи с теорией тектоники плит (О.Г. и Н.О. Сорохтины, А.А. Маракушев, С.А. Ушаков, В.И. Старостин и др.).

В геологической истории развития Земли выделяют три крупных зоны с возрастом (млрд лет назад): катархей (от 4,6 до 4,0 – 3,6), архей (от 4,0 – 3,6 до 2,6) и протерозой вместе с фанерозоем (2,6 – 0,0).

В целом эволюция Земли имеет направленный и необратимый характер от холодной и практически изотропной по составу и строению безжизненной планеты в катархее до её современного состояния.

В катархее разогрев Земли осуществлялся за счёт радиогенной и приливной энергии. Последняя максимально проявилась в экваториальном поясе, согласно плоскости орбиты вращения Луны. В начале архея на глубинах более 200 км началось плавление первичного субстрата. Получив глобальное распространение, оно привело к его химико-плотностной дифференциации, зарождению ядра и мантии, и возникновению связанного с нею нового более мощного источника энергии.

Энергия гравитационной дифференциации привела к дальнейшему разогреву Земли проявлению зонной плавки, выразившейся в сепарации никеля и оксидов железа от силикатных, менее плотных соединений. В процессе такой сепарации произошло формирование ядра Земли: внешнего, состоящего из расплава железа, и внутреннего – железоникелевого сплава.

С образованием ядра и мантии связаны периодическое упругое сжатие Земли и возникновение восходящих и нисходящих конвективных потоков мантийного вещества и энергии, так называемых плюмов.

Мантийная конвекция, проявившаяся на протяжении всей дальнейшей истории Земли, генерировала глобальные геологические процессы.

В архее над восходящими конвективными потоками возникали маломощные базальтоидные пластины океанической коры. Над нисходящими потоками происходило торошение и скучивание этих пластин с частичным их переправлением. Такие процессы, названные обдукцией, обусловили формирование континентальных литосферных плит. С ними также связано возрастание плотности мантийных пород под океанической корой и последующее, начиная с протерозоя, возникновение зон поддвига плит, или субдукции. Дальнейшее геологическое развитие Земли увязывается с основными теоретическими положениями тектоники литосферных плит.

С момента формирования плотного земного ядра (2,8 - 2,6 млрд лет назад) эволюция континентальной коры протекала циклично в процессе разогрева или охлаждения мантии и периодического изменения скорости и направления конвективного массообмена. Согласно О.Г. Сорохтину и С.А. Ушакову, в процессе химико-плотностной конвекции в мантии последовательно и попеременно возникали одноячеистые (четные) и сменявшие их двухъячеистые (нечетные) конвективные структуры (рис. 1).

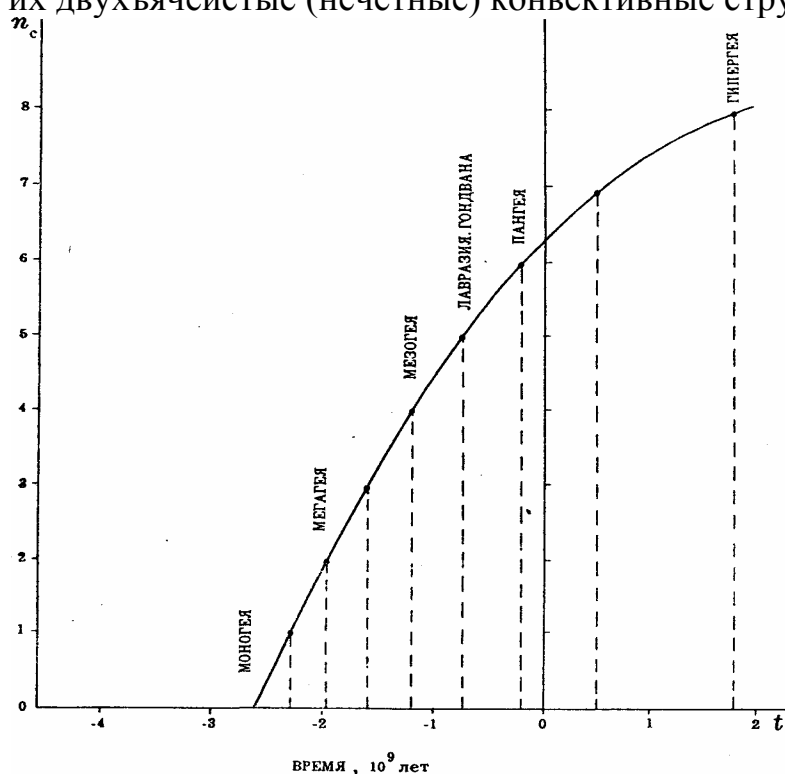


Рис. 1. Зависимость  $n_c(t)$  в геологической истории Земли с прогнозами на будущее. По О.Г. Сорохтину, С.А. Ушакову.

Синхронно с одноячеистыми структурами происходило столкновение континентальных плит с образованиями суперконтинентов и

коллизионных складчатых поясов. С двухъячеистыми структурами связаны деструктивные эпохи (2,3, 1,5 и 0,7 млрд лет), сопровождавшиеся расколами континентов и активными проявлениями базальтоидного магматизма в рифтовых зонах.

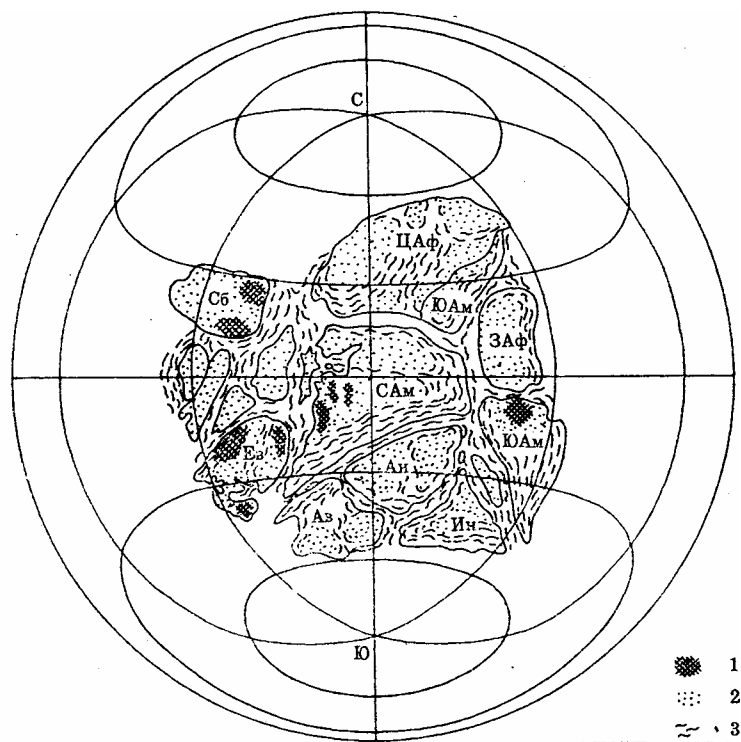
Обособление в конце архея в начале протерозоя над нисходящими в мантии конвективными потоками относительно легкого силикатного расплава привело к его всплытию и формированию в экваториальной части Земли первого в её истории суперконтинента Моногеи. Спустя 200 млн лет произошло его дробление, в результате которого многие ранее спаявшиеся в кеноранскую эпоху глобальной орогении континентальные плиты (щиты) вновь обособились. В следующие чётные после архея конвективные циклы ( $n_c - 2,4$  и  $6$ ) и совпадающие с ними по времени глобальные орогении (свекофенская 1,9 – 1,8; гренвильская 1,1-1,0; герцинская 0,3-0,2 млрд лет) произошло образование единых суперконтинентов (соответственно: Мегагеи (рис. 2), Мезогеи и Пангеи) с глобальными складчатыми поясами. Периоды стабилизации этих суперконтинентов (100-150 млн лет) сменялись более продолжительными периодами их раскола.

Эпоха распада Мегагеи (рис. 3) характеризуется возникновением в раннем рифее внутриплатформенных рифтов и авлакогенов и глобальных анорогенных вулcano-плутонических поясов по окраинным рифтогенным структурам (например, Северо-Американской платформы или западной окраины Восточно-Европейской платформы).

Сформировавшаяся в среднем рифее на одноячеистой конвективной структуре Мезогея в позднем рифее и венде распалась с возникновением двухъячеистой конвективной структуры на два приполярных суперконтинента: северный - Лавразию и южный - Гондвану, разделенных широким кольцевым океаническим бассейном Прототетис. Лавразия развивалась на восходящем конвективном потоке в мантии с образованием в венде рифтов и сопряженных с ними пассивных континентальных окраин. Напротив, в это время Гондвана под воздействием нисходящего конвективного потока испытывала напряжение сжатия, что привело к возникновению орогенов на месте океанических трогов и бассейнов.

Деструктивные процессы пятого конвективного цикла достигли апогея около 0,7 млрд лет назад, после чего центробежный дрейф континентов изменил направление к их консолидации в суперконтинент - Пангею (рис. 4).

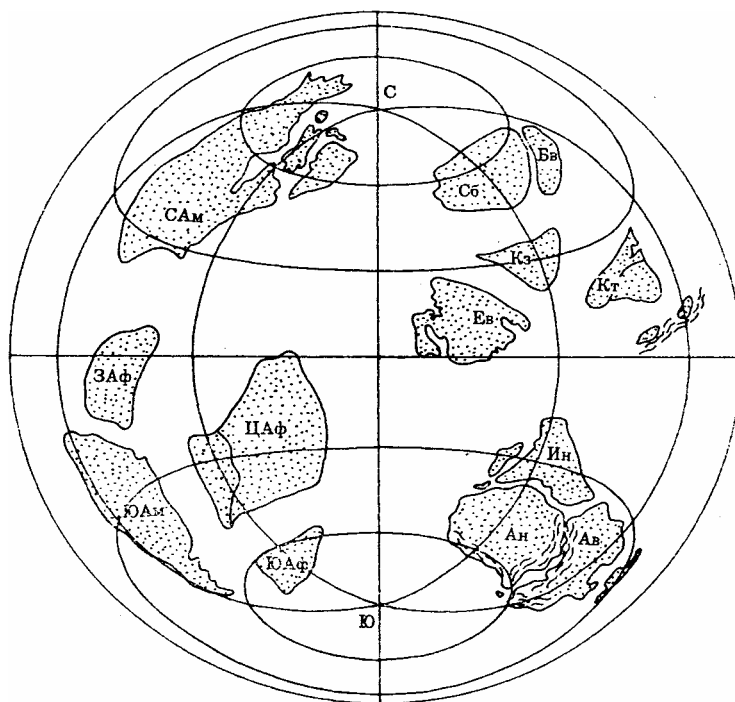
Конфигурация Пангеи по длине была ориентирована вдоль оси вращения Земли. Распад Пангеи в мезозое и кайнозое в результате последующего центробежного дрейфа континентов, соответствующего седьмому конвективному циклу, привел к современному их расположению. Возникновение следующего суперконтинента, названного Гипергеей, возможно произойдет через 1,6 млрд. лет (см. рис. 1).



**Рис. 2. Реконструкция Мегатеи 1.8 млрд лет назад.**

*По О. Г. Сорохтину, С.А. Ушакову.*

1 - красные цветы; 2 – консолидированная континентальная кора; 3 - складчатые пояса.  
 Ав - Австралия; Сам, ЮАм - Северная и Южная Америка; Ан - Антарктида; З Аф, Ц Аф, Ю Аф - Западная, Центральная, Южная Африка; Ев -Европа; Ин- Индия; Кз -Казахстан; Скт, Юкт -Северный, Южный Китай; Сб - Сибирь.



**Рис. 3. Распад Мегатеи около 1,4 млрд лет назад.**

*По О.Г. Сорохтину, С.А. Ушакову.*





Рис. 4 Пангея А. Вегенера (*Smith, Brieden, 1972*) около 200 млн лет назад.

**Геодинамические обстановки,** реконструируемые по геологическим и рудным формациям и комплексам, палеомагнитным и геоморфологическим данным, возникали в различные геологические эпохи (циклы) в результате взаимодействия литосферных плит между собой и внутриплитных тектонических процессов. Такие обстановки выделяют по типам земной коры и подвижности.

Как известно, по составу и строению различают континентальный и океанический типы земной коры, слагающие соответственно континенты и подстилающую акваторию (ложе) океанов, и переходный между ними субконтинентальный и субокеанический типы.

## 1.2 Строение земной коры

Земная кора является верхней твердой оболочкой Земли. Её развитие протекает во взаимодействии с подстилающей мантийной оболочкой, гидросферой, атмосферой и биосферой. Мантийная оболочка включает верхнюю, среднюю и нижнюю мантию. Земная кора и верхняя мантия образуют *литосферу*, нижней границей которой является кровля астеносферного слоя. В целом литосфера состоит из 20-ти перемещающихся по астеносферному слою жестких плит мощностью от 50-60 км до 200-300 км, семь из которых относятся к мегаплитам. Это Евроазиатская, Северо- и Южно-Американская, Африканская,

Тихоокеанская, Индо-Австралийская и Антарктическая. Границы плит фиксируются сейсмофокальными зонами по гипоцентрам землетрясений.

Земная кора характеризуется неоднородным строением по латерали и на глубину. По латерали выделяется три типа коры: континентальный, океанический и переходный между ними. Континентальная кора имеет мощность от 20 км до 70-80 км и состоит из трех слоев: осадочного, гранитно-метаморфического и "базальтового".

Границы между внутренними сферическими поверхностями фиксируются по изменению скорости распространения продольных сейсмических волн ( $V_p$ ). Так нижняя граница земной коры определяется поверхностью Мохо, где происходит повышение  $V_p$  от 6,8 км/с в "базальтовом слое" до 8,2 км/с в верхней мантии.

Океаническая кора представлена "базальтовым" слоем мощностью от 5-15 км и осадочным слоем мощностью около 1 км.

Переходный тип земной коры характеризуется промежуточным строением, когда перемежаются блоки с субконтинентальной и субокеанической корой.

Ядрами континентов являются платформы и щиты, океанов - абиссальные впадины. Эти геоструктуры характеризуются относительно стабильными геодинамическими обстановками, нарушаемыми внутриплитной тектоно-магматической активизацией, над ареалами конвективных потоков, так называемых "горячих точек", или "горячих пятен".

Мобильные геодинамические обстановки возникали на границах и в краевых частях континентальных и океанических плит. При столкновении плит формировались конвергентные деструктивные их границы. С раздвижением плит связаны дивергентные аккреционные границы.

Основными геодинамическими обстановками, возникающими на конвергентных границах плит, являются субдукционные и коллизионные. На дивергентных границах плит континентов и зон перехода проявлены обстановки их пассивных окраин, формирования рифтов, авлакогенов и ложе спрединговых окраинных морей; в океанах - срединно-океанических хребтов различных скоростей спрединга. В период консолидации суперконтинентов преобладали субдукционные и коллизионные обстановки.

С процессами субдукции связано формирование на континентах и в зонах перехода окраинно-континентальных вулканических поясов, островных дуг типа микроконтинентов, а в океанах - энсиматических островных дуг с корой океанического или субокеанического типа.

Коллизионные обстановки на континентах и в переходных к океану зонах детерминированы процессами столкновения континентов либо между собой, либо с островными дугами. Они проявлены орогенами гималайского и кавказского типов и обдукционными офиолитовыми поясами. Кроме того, коллизионные обстановки фиксируются в океанических и окраинных морских бассейнах образованием покровно-

чешуйчатых надвиговых пластин в результате обдукции при скупивании офиолитов и перекрывающих их осадков.

Поперечное положение по отношению к указанным мобильным геоструктурам занимают зоны скольжения плит вдоль трансформных (сдвиговых) разломов. При этом могли создаваться обстановки формирования рифтов и зон субдукций, а также относительно коротких зон спрединга типа пул-апарт.

**Реювенация континентальных плит.** Формирование первичной континентальной коры, начавшееся в катархее, продолжалось в последующие геологические эпохи. Однако более 80 % существующей континентальной коры было сформировано в течение раннего докембрия (до 1,65 млрд. лет). Начиная с момента образования Моногеи, происходила неоднократная реювенация первичной коры. Согласно Д.В. Рундквисту и М.В. Минцу (1995), *реювенация* в геодинамической эволюции - это "совокупность региональных процессов омоложения ранее сформированной континентальной коры с новыми проявлениями магматизма, метаморфизма и рудообразования". В процессе реювенации может происходить как регенерация ранее возникших месторождений, так и образование новых - других генотипов.

Главные эпохи реювенации в разновозрастных структурах земной коры синхронны с образованием: в кеноранскую эпоху на суперконтиненте Моногее - гранулито-зеленокаменных зон и гранит-зеленокаменных областей; в последующие эпохи - коллизионных складчатых поясов, которые формировались в Мегагее, Мезогее, Гондване - Лавразии и Пангее соответственно в гренвильской, байкальской, каледоно-герцинской и киммерийско-альпийской эпохах реювенации.

### 1.3 Химический состав земной коры

Общий химический состав Земли отражается периодической системой элементов Д.И. Менделеева. В их размещении отмечается избирательность и неравномерность. Предположительно ядро Земли состоит в основном из железа и никеля в соотношении 10:1, что соответствует составу железистых метеоритов. Химический состав мантии идентифицируется с составом каменных метеоритов и мафит-ультрамафитовых пород.

Земная кора характеризуется присутствием полного перечня химических элементов и высокой дискретностью протекающих в коре геологических процессов.

Основными составляющими земной коры элементами являются (по массе в вес. %): кислород 47; кремний 29,5; алюминий 8,05; железо 4,65; кальций 2,96; натрий 2,5; калий 2,5; магний 1,87. Большинство из них занимают места в начале периодической таблицы. Суммарная доля остальных элементов составляет 0,3 %.

Гидросфера включает воды (млн. м<sup>3</sup>): океанические и морские (1370), коровые (110), озер, рек и болот (2), а также ледники (21).

Земная атмосфера состоит из азота (75,5 %), кислорода (23 %), CO<sub>2</sub> – около 0,05 %, аргона (1,28 %) и других инертных газов. Кроме того, в атмосфере неравномерно распространены пары воды, различные газы, пыль и аэрозоли.

Из большого разнообразия химических элементов биосферы, входящих в состав органических веществ, приоритетными являются O, H, C, N, Ca, Na, K, Mg, Fe, Cl.

Большая часть химических элементов в земной коре находятся в рассеянном состоянии. По данным Н.И. Софронова, учтенные запасы, то есть промышленные концентрации, важнейших металлов в месторождениях составляют незначительную долю от их общей величины в рассеянном состоянии (табл. 1).

Между средними весовыми содержаниями элементов C<sub>к</sub> % (кларками) земной коры и геологическими запасами (Q<sub>т</sub>) этих элементов существует прямая корреляционная зависимость (рис. 5).

**Таблица 1.**

Геохимические запасы важнейших металлов в континентальной коре до глубины 1 км. По Н.И. Сафронову.

Металл	В рассеянном состоянии, т	В месторождениях, т	Доля запасов в месторождениях, %
Железо	2,1·10 <sup>16</sup>	4,3·10 <sup>12</sup>	2,1·10 <sup>-2</sup>
Медь	4,2·10 <sup>13</sup>	1,82·10 <sup>10</sup>	4,3·10 <sup>-2</sup>
Свинец	6,7·10 <sup>12</sup>	1,02·10 <sup>10</sup>	1,5·10 <sup>-1</sup>
Цинк	2,1·10 <sup>13</sup>	1,16·10 <sup>10</sup>	5,5·10 <sup>-2</sup>
Никель	3,3·10 <sup>13</sup>	6,0·10 <sup>8</sup>	1,8·10 <sup>-3</sup>
Кобальт	1,2·10 <sup>13</sup>	5,25·10 <sup>7</sup>	4,4·10 <sup>-4</sup>
Олово	1,7·10 <sup>13</sup>	5,0·10 <sup>8</sup>	3,0·10 <sup>-3</sup>
Вольфрам	4,2·10 <sup>11</sup>	1,0·10 <sup>8</sup>	2,4·10 <sup>-2</sup>
Молибден	1,2·10 <sup>12</sup>	1,0·10 <sup>8</sup>	8,0·10 <sup>-3</sup>
Ртуть	2,9·10 <sup>10</sup>	3,7·10 <sup>7</sup>	1,3·10 <sup>-1</sup>
Золото	2,1·10 <sup>9</sup>	3,15·10 <sup>6</sup>	1,5·10 <sup>-1</sup>

Примечание: Кларки по А.П. Виноградову (1959), плотность пород 2,79

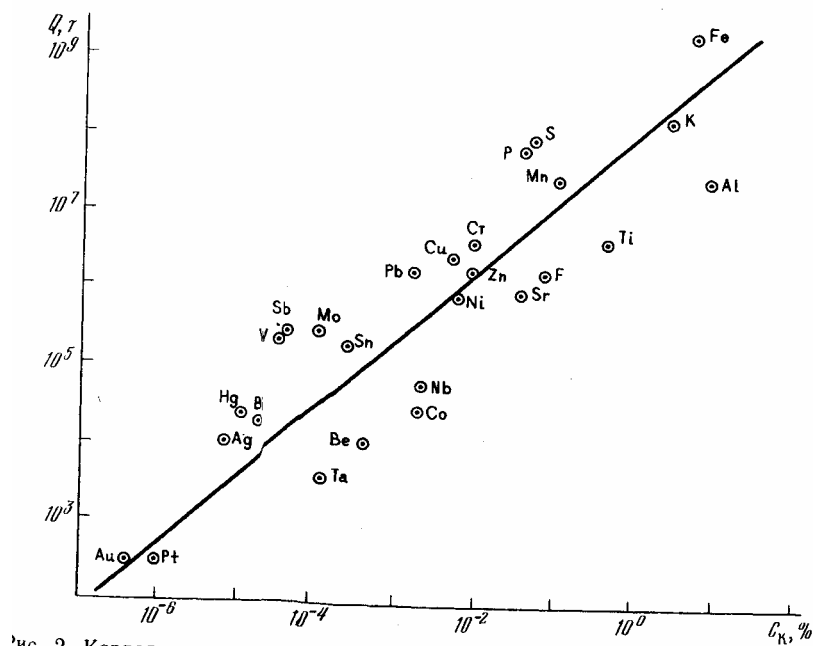


Рис. 5. Корреляционная зависимость между кларками земной коры и запасами элементов в месторождениях одинаковой крупности.

По Е.М. Квятковскому.

## 1.4 Общие вопросы кристаллографии и минералогии

*Минералом* называется устойчивая атомно-молекулярная ассоциация, образующая природное вещество с определенными физико-химическими свойствами. Химический состав минерала выражается формулой, в которой также может быть отражена его структура на атомно-молекулярном уровне, например, в формуле топаза  $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$  выделены: квадратными скобками комплексный анион, круглыми – анион  $F^-$ , который может замещаться гидроксидом  $(OH)^-$ . Вода в минералах может присутствовать в связанном кристаллическом виде (например, в бишофите -  $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ) или свободном (опал –  $SiO_2 \cdot n H_2O$ ).

### *Элементы симметрии кристаллов*

Минералы чаще всего находятся в кристаллической форме, реже аморфном состоянии.

Кристаллические минералы отличаются от аморфных закономерным расположением слагающих их элементарных частиц (атомов, молекул, ионов), обуславливающим геометрически правильные многогранные формы кристаллов. На основе закона постоянства граничных углов, во всех кристаллах, определённого минерала (при одинаковых температуре и

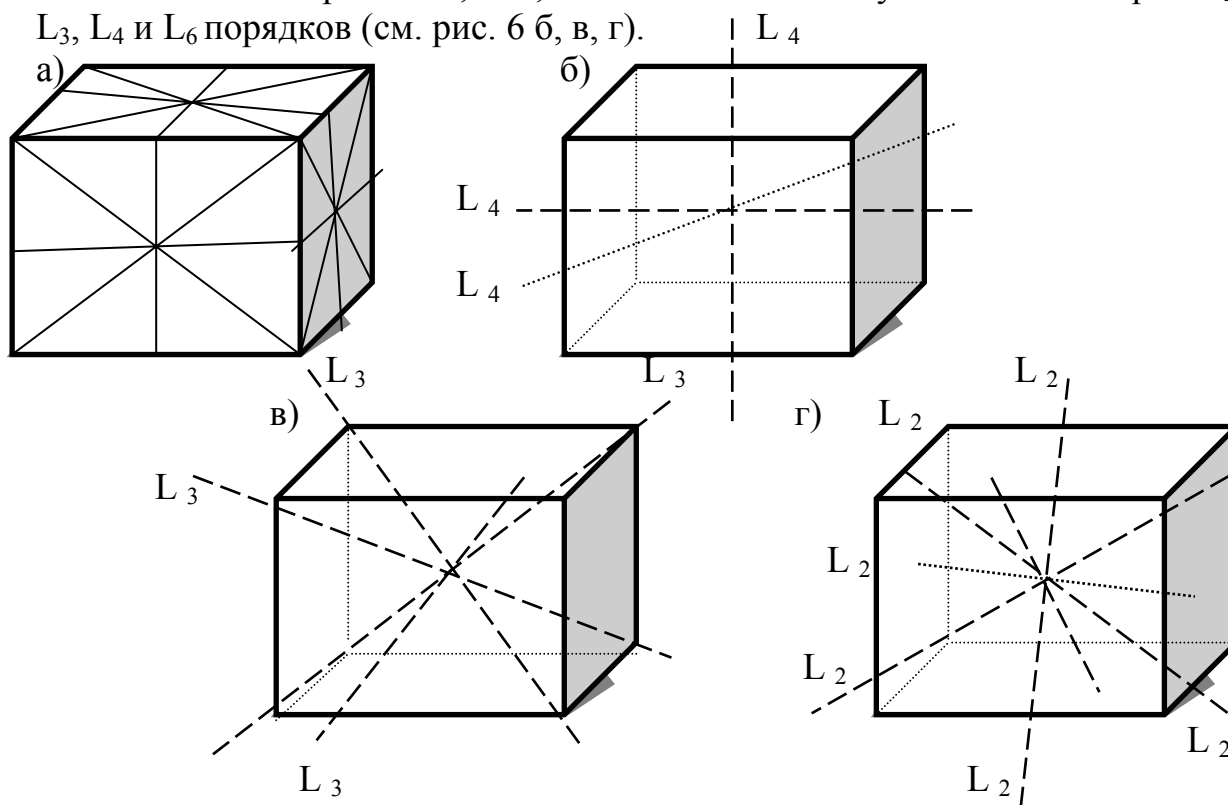
давлении), а также по сочетаниям типоморфных элементов симметрии выделяются семь главнейших сингоний.

Каждая *сингония* объединяет группу кристаллов, которые при равном числе единичных направлений обладают сходными элементами симметрии. В их качестве рассматриваются: плоскость симметрии (P), центр симметрии (C), ось симметрии (L) и инерционная ось ( $L_i$ ).

*Плоскость симметрии* условно делит симметричную фигуру на две равные части, являющихся зеркальным подобием. При наличии плоскостей симметрии в кристаллах их число может быть от одной до девяти, кроме восьми (P, 2 P, 3 P, 4 P, 5 P, 6 P, 7 P, 9 P). Девять плоскостей симметрии имеет куб (три главных и шесть диагональных) (рис. 6 а).

*Центр симметрии или центр инверсии* определяются условной внутренней точкой, от которой в любых противоположных направлениях на равном расстоянии находятся одинаковые углы фигуры.

*Ось симметрии* и её порядок выражаются числом возможных совмещений граней кристалла при его повороте вокруг оси симметрии на  $360^\circ$ . Углам поворота  $180^\circ$ ,  $120^\circ$ ,  $90^\circ$  и  $60^\circ$  соответствуют оси симметрии  $L_2$ ,  $L_3$ ,  $L_4$  и  $L_6$  порядков (см. рис. 6 б, в, г).



**Рис. 6. Элементы симметрии куба.**

*а* – девять плоскостей симметрии –  $9P$ ; ось симметрии: *б* – четвёртого порядка –  $L_4$ ; *в* – третьего порядка –  $4L_3$ ; *г* – второго порядка –  $6L_2$ .

*Инверсионные оси симметрии* являются отражением взаимности осей и центра симметрии; оси обозначаются как  $L_{i1}$ ,  $L_{i2}$ ,  $L_{i3}$ ,  $L_{i4}$ ,  $L_{i6}$ .

Указанные выше элементы симметрии, проявляясь отдельно или в совокупных сочетаниях, формируют 32 вида симметрии, каждый из которых обозначается соответствующей формулой симметрии. Например, формула симметрии кристалла кальцита тригональной сингонии  $L_3 L_2 3PC$  означает, что он имеет одну ось симметрии третьего порядка, три оси второго порядка, три плоскости симметрии и центр симметрии.

В зависимости от порядка осей симметрии выделяют три категории сингоний. Сингонии, не имеющие осей симметрии выше  $L_2$ , называются *низшими*. К этой категории относятся триклинная, моноклинная и ромбическая сингонии.

К *средней категории* относятся сингонии тригональная, тетрагональная и гексогональная, имеющие по одной оси соответственно  $L_3$ ,  $L_4$  и  $L_6$  порядков. Сингония высшей категории – кубическая имеет оси симметрии  $L_3$  и  $L_4$ .

### ***Физические свойства минералов***

Физические свойства минералов являются высоко информативными диагностическими признаками. Они зависят от химического состава минералов и их внутренней структуры.

Основными физическими свойствами минералов служат: плотность, твердость, спайность, цвет и цвет черты, блеск, а также оптические, магнитные, радиоактивные, электрические, люминесцентные, термические и другие свойства. Кроме того, различают внешний облик, форму и размеры отдельных минеральных агрегатов.

*Плотность минералов* определяется как отношение массы к занимаемому объёму. Она численно эквивалентна *удельному весу*; изменяется в пределах 0,9 – 23 г/см.<sup>3</sup>. Минералы с плотностью менее 3 принято называть лёгкими, свыше 3,5 – 4,0 – тяжёлыми. Первые обычно относятся к жильным и породообразующим минералам гранитоидных пород (кварц, кальцит, ортоклаз и др.); вторые – к рудным (галенит, сфалерит, касситерит, и др.). Промежуточными значениями плотности обладают главные породообразующие минералы основных и ультраосновных пород (пироксены, амфиболы, оливин и др.), а также некоторые минералы неметаллических полезных ископаемых (апатит, флюорит и др.).

*Твёрдость минералов* характеризуется мерой сопротивления к механическому воздействию (проникновению) другого более твёрдого вещества. Такое воздействие определяется методами царапания, вдавливания и шлифования. Для минералов с анизотропией физических свойств числовое значение твёрдости граней по различным направлениям неодинаковы.

Метод царапания, принимаемый при макроскопическом изучении минералов, основан на эталонной шкале твёрдости Мооса. Более точный микроскопический метод вдавливания предусматривает использование приборов – склерометров и микротвердометров (табл. 2).

**Таблица 2.**

Химический состав, сингонии и главные физические свойства минералов эталонной шкалы твёрдости Мооса.

Мнералы, в порядке возрастания их твёрдости	Формулы:		Твёрдость:		Плотность, г/см <sup>3</sup>	Спайность
	Химическая	Характерных элементов симметрии <i>сингония</i>	По шкале Мооса	На микро- твердомере кг/мм <sup>2</sup>		
Тальк	Mg <sub>3</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ](OH) <sub>2</sub>	L <sub>2</sub> PC моноклинная	1	2,4	2,8	в.с.
Гипс	Ca[SO <sub>4</sub> ]·2H <sub>2</sub> O	-	2	55	2,3	в.с.
Кальцит	Ca[CO <sub>3</sub> ]	L <sub>3</sub> 3L <sub>2</sub> 3PC тригональная	3	125	2,7	с.
Флюорит	CaF <sub>2</sub>	3L <sub>4</sub> 4L <sub>3</sub> 6L <sub>2</sub> 9PC кубическая	4	184	3,18	с.
Апатит	Ca <sub>5</sub> [PO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub> (F, Cl)	L <sub>6</sub> PC гексагональная	5	540	3,2	н.с.
Ортоклаз	K[Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]	L <sub>2</sub> PC моноклинная	6	794	2,5-2,6	в.с.
Кварц	SiO <sub>2</sub>	L <sub>6</sub> C тригональная	7	1130	2,67	в. н. - с.
Топаз	Al <sub>2</sub> [SiO <sub>4</sub> ](F, OH) <sub>2</sub>	3L <sub>2</sub> ; 3L <sub>2</sub> 3PC ромбическая	8	1442	3,5	с.
Корунд	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	L <sub>3</sub> тригональная	9	2060	4,0	-
Алмаз	C	3L <sub>4</sub> 4L <sub>3</sub> 6L <sub>2</sub> 9PC кубическая	10	10060	3,5	ср.

Буквенные значения видов спайности: в. с. - весьма совершенная; с. - совершенная; ср. - средняя; н.- с. – несовершенная; в. н. - с. – весьма несовершенная; - отсутствие спайности.

*Спайность и излом.* Спайность отражает способность кристаллов раскалываться или отщепляться по направлениям параллельным их кристаллическим плоскостям. Виды спайности приводятся в таблице 2.

При отсутствии спайности важной характеристикой поверхности раскола служит излом. Он может быть раковистым, зернистым, волокнистым, ступенчатым, зернистым.

*Цвет и цвет черты.* Цвет минерала зависит как от его химического состава и внутренней структуры, так и от присутствия в виде примесей элементов - *хромофоров*. Один и тот же минерал может обладать различной окраской, что затрудняет использование этого диагностического свойства.



Цвет черты, оставляемый минералом от его царапины на пластине неглазурованного фарфора, более надёжно отражает его цвет.

*Побежалость* проявляется приповерхностной радужной или пёстрой окраской минерала, отражающей образование плёнки его оксидов.

*Прозрачность* выражает способность минерального вещества пропускать свет. По этому свойству минералы подразделяются на: прозрачные, полупрозрачные (просвечивающие), непросвечивающие и непрозрачные. Оптические свойства минералов изучают с помощью поляризованного микроскопа: прозрачных - в проходящем свете, непрозрачных – в отражённом.

*Блеск минерала*, вызванный отражением от его поверхности световых лучей, может быть: металлическим (ярким или потускневшим), жирным, шелковистым, перламутровым, стеклянным алмазным, смолистым.

*Морфология минералов и их агрегатов.* Минералы в природных условиях находятся в форме одиночных ограненных кристаллов, их сростков, фантомов (кристалл в кристалле), друз, а также в виде различных скоплений, образующих минеральные агрегаты. Среди последних различают секреции (миндалины, жеоды) и конкреции, оолиты, пизолиты, сталактиты и сталагмиты, дендриты.

*Полиформизм* характеризует способность одинаковых по химическому составу веществ образовывать в термодинамических условиях адекватные им структурные модификации того же состава, но с другими физическими свойствами. Классический пример алмаз и графит, представляющий собой углерод: первый кубической сингонии, второй – гексагональной.

*Анизотропность и изотропность минералов.* Эти свойства обусловлены их внутренним строением. Понятие анизотропность определяет различные значения физических свойств по параллельным и непараллельным направлениям. Анизотропность присуща кристаллическим минеральным веществам. Изотропное строение характеризуется тождественностью физических свойств в любых направлениях. Изотропность свойственна аморфным минеральным образованиям.

Химический состав минералов и их примесей устанавливают различными видами: химическим (как наиболее точным), спектральным и атомно-абсорбционным (наиболее действительными), рентгеноспектральным, люминисцентным, радиоактивным и другими методами.

### ***Понятие о парагенезисе и типоморфности минералов***

Парагенезис обозначает совместное нахождение в природе минералов или химических элементов. Такие сообщества называются *парагенетическими*

минеральными ассоциациями или парагенетическими ассоциациями химических элементов.

*Типоморфность*, или *типоморфизм*, минералов характеризуется особенностями их химического состава, формы, физических свойств, внутренней структуры, в совокупности указывающих на природу (генезис) минеральных образований. Типоморфные минералы образуют минеральные ассоциации определённого генезиса.

Таким образом, парагенетические и типоморфные ассоциации минералов в месторождении полезных ископаемых являются ведущими генетическими признаками. Состав парагенетических ассоциаций химических элементов обусловлен составом адекватной ассоциации примесей. *Изоморфизм* выражает способность атомов (ионов) определённых химических элементов в минеральных образованиях к взаимным замещениям. Основными его видами являются изовалентный и гетеровалентный изоморфизм. При первом взаимозамещаются атомы с одинаковой валентностью, при втором изоморфные замещения происходят между атомами смежной валентности с разницей ионных радиусов не более 15 %.

Как будет отмечено в следующих разделах пособия, изучение химических и минеральных парагенезисов, а также изоморфизма имеет важное значение в решении проблем генезиса месторождений и комплексности использования различных видов минерального сырья, в особенности при его переработке.

### ***Классификация минералов***

*Классификация минералов* начинается с группы самородных минералов (S, Au, PZ). Далее по химическому составу выделяются основные минеральные группы (сульфиды, силикаты, галогениды и оксиды).

**Сульфиды:** халькозин –  $\text{Cu}_2\text{S}$ , ковеллин –  $\text{CuS}$ , халькопирит –  $\text{CuFeS}_2$ , борнит –  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ , станнин –  $\text{Cu}_2\text{FeSnS}_4$ , галенит –  $\text{PbS}$ , сфалерит –  $\text{ZnS}$ , антимонит –  $\text{Sb}_2\text{S}_3$ , киноварь –  $\text{HgS}$ , пентландит –  $(\text{NiFe})_9\text{S}_8$ , висмутин –  $\text{Bi}_2\text{S}_3$ , реальгар –  $\text{AsS}$ , аурипигмент –  $\text{As}_2\text{S}_3$ , молибденит –  $\text{MoS}_2$ , пирротин –  $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ , пирит –  $\text{FeS}_2$  (сингония кубическая), марказит –  $\text{FeS}_2$  (сингония ромбическая), кобальтин –  $\text{CoAsS}$ , арсенопирит –  $\text{FeAsS}$ , блёклые руды –  $\text{Cu}_3(\text{Sb, As})\text{S}_3$ , буланжерит –  $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ .

**Галогениды:** флюорит –  $\text{CaF}_2$ , галит –  $\text{NaCl}$ , сильвин –  $\text{HCl}$ , карналлит –  $\text{MgCl}_2 \cdot \text{HCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , бишофит –  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ .

**Оксиды:** корунд –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , гематит –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , магнетит –  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{FeO}$ , ильменит –  $\text{FeTiO}_3$ , рутил –  $\text{TiO}_2$ , касситерит –  $\text{SnO}_2$ , пиролюзит –  $\text{MnO}_2$ , уранинит –  $\text{UO}_2$ , кварц –  $\text{SiO}_2$ , вольфрамит –  $(\text{Fe, Mn})\text{WO}_4$ .

**Гидроксиды:** гиббсит и диаспор, образующие боксит, лимонит, манганит, псиломелан, опал.

**Силикаты:** оливин -  $(MgFe)_2[SiO_4]$ , гранаты, цирконий -  $Zr[SiO_4]$ , сфен -  $CaTiSiO_5$  топаз, дистен, андалузит, везувиан, эпидот, берилл, турмалин, пироксены (ромбические и моноклинные), роговая обманка, чароит, тальк, серпентин, хризотил-асбест, слюды (мусковит, флогопит, биотит); хлориты, плагиоклазы, ортоклаз -  $K[AlSi_3O_8]$  и микроклин, фельдшпатоиды, скаполиты.

Кроме выше перечисленных, выделяются относительно небольшие по числу минералов группы (карбонаты, бораты, фосфаты, сульфаты) и некоторые другие соединения. Группы самородных, сульфидных и сложных силикатных минералов наиболее распространены во внутренних оболочках Земли в генетической связи с эндогенными процессами. Образование минералов остальных групп в основном обусловлено экзогенными или эндогенно-экзогенными процессами, протекающими в приповерхностных условиях, в атмо-, гидро- и биосфере.

Указанные выше и другие минералы подразделяются по условиям образования, или по генезису. Главными генетическими признаками служат парагенетические и типоморфные ассоциации минералов.

### Породообразующие минералы

Породообразующие минералы магматических пород по количественному соотношению делятся на главные и акцессорные.

Главные породообразующие минералы по химическому составу и цвету подразделяются на две группы: бесцветные и тёмноцветные.

К первой группе относятся плагиоклаз, ортоклаз, нифилин, мусковит и кварц; ко второй – оливин, диопсид, пироксены, амфиболы и биотит. Акцессорные минералы присутствуют в незначительном количестве. Наиболее распространены апатит, циркон, гранат, кальцит, рутил, сфен. Некоторые из акцессорий являются рудными: ильменит, гематит, магнетит, хромит и др.

При выветривании магматических и метаморфических пород слагающие их минералы переходят в осадочные образования в виде механических или химических осадков.

В механических осадках накапливаются нерастворимые и труднорастворимые минералы. Часть из них подвержена процессам окисления, истирания и рассеяния. Другая часть – твёрдых, тяжёлых и химически устойчивых минералов при определённых условиях их отложения могла образовать россыпи алмазов, золота, платины, касситерита, ильменита, рутила и других ценных минералов.

Химические осадки выпадают минеральные вещества из истинных и коллоидных растворов. Из истинных растворов выпадают: соли в последовательности обратной их степени растворимости: карбонаты кальция и магния, гипс, ангидрид, галит, сульфаты, хлориды калия и

магния (полигалит, эпсомит, сильвин и карналлит, бишофит). С галогенными минеральными образованиями могут ассоциировать типоморфные осадочные минералы бора (гидроборацит, уллексит, иньоит, колеманит, пандермит, ашарит). Из коллоидных растворов коагулируются гётит и гидрогётит, сидерит, родохрозит, псиломлан, вивианит (первичный фосфат).

Поскольку могут быть взаимные переходы магматических и осадочных пород в метаморфические и обратно (при переплавлении последних в магматические, а при выветривании – в осадочные), то многие породообразующие минералы являются общими.

Генетическими признаками минералов метаморфического происхождения являются характерные типоморфные минеральные ассоциации. Например: кианит, силлиманит, ставролит, кварц, мусковит, алмадин, плагиоклаз, графит, рутил [10].

## 1.5 Петрографический состав земной коры

Земная кора сложена различными горными породами: на глубоких горизонтах в основном эндогенного происхождения, в приповерхностной зоне – экзогенной природы образования. *Горными породами* называются природные ассоциации минеральных образований определенного состава и строения, слагающих твердую основу оболочек Земли. Они подразделяются на три основные генетические группы: магматическую, осадочную и метаморфическую.

**Магматические породы** кристаллизуются из одноименных с ними расплавов, различных по составу и условиям залегания. По содержанию  $\text{SiO}_2$  (вес. %) они подразделяются на подгруппы: ультраосновные (44-45), основные (44-53), средние (53-64) и кислые (64-75). Их синонимы соответственно: ультрамафитовые, мафитовые, среднекремнекислые и кремнекислые.

По относительному содержанию щелочей, выраженным отношением  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}):\text{SiO}_2$ , выделяются три петрохимических ряда: нормальной щелочности, повышенной щелочности и щелочной. Синонимами первых двух являются названия щелочно-земельный и субщелочной.

Каждая подгруппа представлена интрузивными (глубинными) породами и сходными по химическому составу, но различными по степени раскристаллизации, эффузивными и субвулканическими (жильными) породами, так называемыми *комагматами*.

Кристаллизация интрузивных пород протекает в абиссальной зоне на глубинах от 10-15 до 3-5 км от поверхности Земли. Поэтому они характеризуются полнокристаллической зернистой структурой. Эффузивные породы, затвердевают в приповерхностных условиях в

интервале глубины от 0 до 1-1,5 км, имеют мелкозернистую иногда стекловатую или порфировую структуру. Переходные между ними разновидности – субвулканические породы образуются в гипабиссальной зоне на глубине от 3-5 до 1-1,5 км от поверхности Земли. Они наделены зернистой структурой с порфировыми выделениями.

Наиболее распространены магматиты нормальной щелочности, представленные в каждой подгруппе (*жирный курсив*) главнейшими интрузивными породами (*прямой жирный шрифт*) и их эффузивными и субвулканическими комагматами (*курсив*).

**Ультраосновные:** дунит, перидотит, пироксенит – *пикрит* – порфирит-пикритовый.

**Основные:** габбро – базальт - порфирит.

**Средние:** диорит – андезитобазальт – андезит.

**Кислые:** гранит - липарит (риолит) – гранит-порфир

Среди пород субщелочного и щелочного рядов, нередко слагающих рудопродуктивные дифференцированные массивы, соответственно выделяются: **сиенит** и **нефелиновый сиенит** и их эффузивные комагматы – *трахит* и *фонолит*.

Основой магматических пород являются порообразующие минералы, составляющие в среднем 99 % от их общей массы. Они подразделяются: по генезису – на собственно магматические (первичные) и вторичные – продукты постмагматических и метаморфических процессов; по количественному отношению среди первичных выделяют главные (типоморфные) и второстепенные (содержание не более 5 %), а также в ничтожных количествах акцессорные (циркон, ортит, магнетит и др.). Кроме того, среди порообразующих минералов различают бесцветные (полевые шпаты, минералы кремнезёма, мусковит, нефелин и др.) и темноцветные (биотит, амфиболы, пироксены, оливины, гранаты).

**Осадочные породы** являются продуктами экзогенеза, проявленным физико-химическим выветриванием ранее образованных пород, последующим преносом и отложением их разрушенного субстрата. Они слагают верхний слой земной коры на континентах и в океанах; подразделяются на *терригенные* или *обломочные* (галечники, гравий, дресва, пески, песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины и др.), *гидрогенные* (минеральные соли, известняки, доломиты, яшмы и др.), *биогенные* (каустобиолиты, мел, фосфориты, органические кремни и др.).

**Метаморфические породы** формируются под воздействием высокого геостатического давления в ультраабиссальной зоне, тектонических и термических процессов и газовой-жидких растворов. Они имеют наибольшее распространение во внутриконтинентальных плитах, формируя стабильные геоструктуры, на активных окраинах континентах в связи с коллизионными процессами в зонах субдукции и обдукции.

## 1.6. Возраст горных пород

Геологический возраст горных пород определяется в абсолютном и относительном летоисчислении.

Абсолютный возраст устанавливается радиогеохронологическими методами, основанными на изучении периода полураспада, радиоактивных изотопов углерода, калия, урана, тория и других химических элементов, входящих в состав минералов и горных пород. Абсолютный и радиогеохронологический, возраст вычисляют исходя из соотношения массы конечных продуктов распада к массе исходного материнского изотопа с эталонным периодом полураспада. Такими методами определяется возраст магматических и осадочных горных пород или время их метаморфизма, с определённой погрешностью; относительный возраст осадочных и вулканогенных пород, слагающих слоистые толщи, датируется стратиграфически. Возраст осадочных пород устанавливается палеонтологическим методом по находкам типоморфных (руководящих) для определённого геологического времени ископаемых окаменелостей флоры и фауны. Возраст магматических пород определяется палеомагнитным методом и по положению в геологическом разрезе относительно датированных осадочных слоёв.

Стратиграфическое подразделение распространяется на фаунистически охарактеризованные толщи от современного (четвертичного) времени до  $570 \pm 20$  млн лет назад.

В этом интервале, названном фанерозоем, выделяются по времени три геохронологические эры и соответствующие им стратиграфические группы (эротемы) геологических образований: кайнозойская (KZ), мезозойская (MZ), палеозойская (PZ). Затем они подразделяются по времени на периоды, а по накоплению субстрата на одноимённые с ними системы.

В кайнозое выделяются четвертичный (Q), неогеновый (N) и палеогеновый (P) периоды и аналогичные им по названию системы, время которых соответственно (в числителе возраст – млн лет назад/в знаменателе продолжительность – млн лет): 1,5/1,5; 25/24; 67/42.

Мезозой подразделяется на периоды: меловой (K) - 137/70, юрский (J) - 195/58, триасовый (T) - 230/35.

Палеозой объединяет периоды: пермский (P) – 285/55; каменноугольный (C) – 350/65; девонский (D) – 405/45; силурийский (S) – 440/35; ордовикский (O) – 500/60; кембрийский (Cm) – 570/70 млн лет назад/млн лет.

Далее, периоды подразделяются на эпохи, системы – на отделы, а те, в свою очередь, на века и ярусы.

Возраст более древних (докембрийских) образований исчисляется с меньшей точностью в основном радиогеохронологическим методом.

Докембрий охватывает наиболее длительные геохроны: верхний и средний протеразой (венд V -  $660 \pm 20/90$  и рифей Rf -  $1625 \pm 50/965$ ); ранний протерозой ( $PR_1$  -  $2600 \pm 100/975$ ); поздний и ранний архей ( $AR_2$  -  $3000 \pm 100/400$  и  $AR_1$  -  $>3800/>800$ ); и катархей (4-4,5 млрд лет назад/продолжительностью  $> 0,5$  млрд лет).

## 1.7 Геологические процессы

*Геологические процессы* представляют собой события (явления), протекающие внутри Земли и в её внешних оболочках и преобразующее состав, строение и физическое состояние их субстратов. В зависимости от доминирующих источников энергии, вызывающих такие преобразования и другие изменения, например локальные концентрации полезных компонентов с образованием их месторождений, они подразделяются на *эндогенные, экзогенные и эндогенно-экзогенные*. Глобальными и общими по отношению к ним являются геодинамические и внутриплитные геотектонические процессы, определяющие направленность и историю эволюции Земли, и положенные в основу теории тектоники литосферных плит.

Последующее рассмотрение в этой работе геологических процессов связано с вопросами образования и размещения месторождений полезных ископаемых.

*Эндогенные процессы* происходят под действием внутренней энергии Земли, выделяющейся, главным образом, при химико-плотностной дифференциации вещества внутри планеты, в особенности на её ранних этапах развития, частично от радиоактивного распада нестабильных элементов, лунных приливных движений. Эти процессы проявляются в основном во внутренних оболочках Земли, а также в земной коре – "базальтовом" и гранитно-метаморфическом слоях и частично в осадочном слое во взаимодействии с её субстратом.

Среди эндогенных процессов, связанных с рудообразованием, выделяются три группы: магматическая, постмагматическая и метаморфическая. Первая из них является отражением процессов магматизма, вторая – метасоматических и гидротермальных процессов, а третья - процессов метаморфизма.

*Экзогенные процессы* протекают в основном под воздействием солнечной энергии во внешних оболочках Земли. Они подразделяются на три подгруппы: выветривания, седиментационную и биогенную. Роль этих процессов двойная – разрушительная и созидательная. Разрушительные процессы, наряду с таковыми эндогенными процессами, рассматриваются в экологической геологии. Созидательные экзогенные процессы приводят к образованию месторождений полезных ископаемых.

Среди экзогенных процессов особое положение занимают биогенные процессы обуславливающие эволюцию, и экологию растительного и животного мира, преобразования органической массы и формирование месторождений каустобиолитов.

*Эндогенно-экзогенные процессы* взаимообусловлены совокупными источниками энергии (эндогенными и экзогенными), одновременным или последовательным проявлением этих процессов в приповерхностной зоне Земли, а также на дне морей и океанов.

## **1.8 Техногенные изменения геологической среды**

*Геологическая среда*, являясь по существу средой недропользования, находится в тесном взаимодействии с литосферой, атмосферой, гидросферой, биосферой и с протекающими в них природными и техногенными процессами.

Объекты недропользования вызывают техногенные изменения, прежде всего в литосфере: нарушают целостность горных массивов, приводя к разуплотнению и образованию пустот, изменяют в них поля тектонических напряжений, что может вызвать отдельное перемещение блоков пород. Вредное воздействие таких объектов распространяется на биосферу: водный бассейн, атмосферный воздух и природные ландшафты.

Основными загрязнителями воздуха является газ, пыль и аэрозоли. Их состав зависит от вида и промышленного типа полезного ископаемого, специфики технологических процессов его добычи и переработки.

Техногенные воздействия объектами недропользования на водный бассейн приводят к изменениям естественного режима поверхностных и подземных вод, проявляющегося их химическим загрязнением и механическим засорением.

Наибольшее техногенное изменение ландшафта вызывают отрасли, добывающие и перерабатывающие минеральные ресурсы. Техногенный ландшафт горного производства характеризуется наличием породных отвалов высотой до ста метров и более, карьеров площадью до 30 км<sup>2</sup> и глубиной до 350-500 метров, хвостохранилищ, занимающих огромные площади, нарушенных лесных сельскохозяйственных угодий с угнетённой растительностью, загрязнённых территорий, промплощадок, свалок отходов, стоков, дымов, смога и т.д.

Основной техногенез в нефтегазодобывающей промышленности проявляется загрязнением водной среды и почвы грунтов нефтью и нефтепродуктами, а воздушного бассейна – газами. Это происходит при разведке и эксплуатации залежей нефти и газа, и связано со строительством скважин, с технологическими отходами бурения, подтоплением буровой, транспортировкой и хранением нефтепродуктов, и различными аварийными ситуациями.



Мероприятия по минимизации вредного воздействия горного производства и нефтегазодобывающих объектов на окружающую среду приводятся в публикации автора [7].

### 1.9 Контрольные вопросы для самопроверки:

1. Какая модель (гипотеза) образования и развития Земли ближе всего отвечает теории тектоники плит?
2. Какие оболочки Земли граничат с земной корой?
3. В чём различие в строении земной коры на континентах, в океанах и переходных зонах?
4. Главнейшие химические элементы земной коры?
5. Какое определение можно дать понятию *минерал*?
6. Укажите элементы симметрии кристаллов и обозначающие их символы?
7. Какие выделяются сингонии кристаллических минералов?
8. Приведите форму симметрии кристалла минерала любой сингонии, средней категории и прочитайте её?
9. Какие физические свойства минералов являются их диагностическими признаками?
10. Перечислите минералы эталонной шкалы Мооса в последовательности возрастания их твёрдости?
11. Приведите примеры форм одиночных кристаллов и минеральных агрегатов?
12. Для каких минеральных веществ характерна анизотропность? Чем она обусловлена?
13. Что обозначает парагенезис минералов?
14. Какими особенностями характеризуется типоморфизм минералов?
15. Что выражает изоморфизм в минеральных образованиях?
16. Какие выделяются классификационные группы минералов?
17. Что представляет собой горная порода?
18. Как подразделяются магматические породы по содержанию щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )?
19. Как подразделяется щелочно-земельный ряд пород по содержанию  $\text{SiO}_2$ ?
20. Перечислите разновидности осадочных пород?
21. Приведите пример метаморфической породы?
22. Как определяется абсолютный (радиогеохронологический) возраст горных пород?
23. Какова суть палеонтологического метода определения возраста осадочных пород?
24. Какие выделяются эры и периоды? Как они соотносятся со стратиграфическими подразделениями – группами и системами?
25. Какие геохроны выделяют в докембрии?

26. Под воздействием какой энергии и где протекают эндогенные и экзогенные процессы?
27. В чём заключается созидательная роль экзогенных процессов?
28. Какое техногенное воздействие объектов недропользования на геологическую среду?

## 1.10 Тесты

**По первой части:**

**1. Какой суперконтинент распался на Евразию и Гондвану?**

- Моногея;
- Мегагея;
- Мезогея;
- Пангея.

**2. Какая оболочка Земли состоит из осадочного, гранитно-метаморфического и базальтового слоев?**

- мантия;
- внешнее ядро;
- внутреннее ядро;
- земная кора.

**3. Где наибольшая мощность земной коры?**

- в океанах;
- на континентах;
- в зонах перехода.

**4. Каким символом обозначается ось симметрии кристалла?**

- С;
- L;
- P.

**5. Какая фигура имеет девять плоскостей симметрии?**

- призма;
- пирамида;
- куб;
- дипирамида.

**6. Какая сингония относится к высшей категории?**

- ромбическая;
- кубическая;
- гексагональная.

**7. Какой ряд минералов соответствует началу эталонной шкалы твердости Мооса, какой – середине, какой – её концу?**

- флюорит – апатит – ортоклаз;
- кварц – топаз – корунд – алмаз;
- тальк – гипс – кальцит.

**8. Какими свойствами являются плотность, твердость, спайность, излом, блеск минералов?**

- химическими;

- техническими;
- физическими.

**9. В качестве каких признаков используют парагенетические и типоморфные ассоциации минералов?**

- качественных;
- генетических;
- технологических.

**10. Для каких минералов характерна анизотропия?**

- кристаллических;
- аморфных;
- изотропных.

**11. Что является общим у алмаза и графита?**

- сингония;
- физические свойства;
- химический состав.

**12. Какие основные виды изоморфизма?**

- химический, физический;
- изовалентный, гетеровалентный;
- минеральный, полиформный.

**13. Образование каких групп минералов связано с эндогенными процессами?**

- галогениды, карбонаты, сульфаты;
- силикаты, сульфиды, самородные;
- оксиды, бораты, фосфаты.

**14. Укажите ряд главных породообразующих минералов магматических пород:**

- гипс, ангидрит, галит, сильвин;
- ортоклаз, нефелин, мусковит, кварц;
- гётит, гидрогётит, псиломелан, родохрозит.

**15. Какие геохроны относятся к палеозою?**

- неоген, палеоген, мел, юра, триас;
- пермь, карбон, девон, силур, ордовик, кембрий;
- венд, рифей, протерозой, архей, катархей.

**16. Укажите щелочно-земельный ряд магматических интрузивных пород:**

- нефелин, лейцит;
- липарит, андезит, базальт, пикрит;
- гранит, диорит, габбро, перидотит, пироксенит.

**17. Какое воздействие объекты недропользования оказывают на геологическую среду?**

- отрицательное;
- положительное;
- неопределённое.

## Список литературы

### Основная:

1. Милютин А.Г. Геология. – Учебник для вузов. – М.: Высшая школа, 2004, – 414 с.

### Дополнительная:

2. Гумилевский С.А., Киршон В.М., Луговской Г.П. Кристаллография и минералогия – М.: Высшая школа, 1972, - 280 с.

3. Заридзе Г.М. Петрография: Учебник для вузов - М.: Недра, 1989.- 480 с.

4. Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Геология. – Учебник для экологических специальностей вузов. - М.: Изд. "Академия", 2003, - 448 с.

5. Миловский А.В. Минералогия и петрография. – Учебник для техникумов. – 5-е изд. – М.: Недра, 1985, - 432 с.

6. Милютин А.Г. Геология и промышленные типы месторождений полезных ископаемых. – Учебное пособие. – М.: ПАИМС, 1999, - 80 с.

7. Милютин А.Г. Экология недропользования. – Учебное пособие. – М.: МГОУ, 2000, - 46 с. Электронное издание – М.:МГОУ, 2001, с.

8. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Дрейф континентов в геологической истории Земли. Строение и эволюция литосферы: Сборник научных трудов / Под редакцией С.А. Ушакова. – М.: Изд. МГУ, 1996, с 5-37.

9. Сорохтин О.Г., Старостин В.И., Сорохтин Н.О. Эволюция Земли и происхождение полезных ископаемых. Известия секции наук о Земле РАЕН. Изд. МГУ, 2001, - с 5-25.

10. Станкеев Е.А. Генетическая минералогия. – Учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1986, - 272 с.