Курсовая работа

на тему

Месторождения магматогенной серии

Содержание

Введение

Магматические месторождения

Пегматитовые месторождения

Карбонатитовые месторождения

Скарновые месторождения

Гидротермальные месторождения

Список литературы

Введение

месторождение магматогенное порода

Месторождения магматогенной серии – Магматогенные (глубинные, эндогенные) месторождения полезных ископаемых формировались в недрах Земли при геохимической дифференциации минеральных веществ, обусловленной возникновением магмы и её воздействием на окружающую среду за счёт внутриземных источников энергии. Среди них выделяется 5 основных групп:

1.Магматические месторождения

2.Пегматитовые месторождения

3.Карбонатитовые месторождения

4.Скарновые месторождения

5.Гидротермальные месторождения

Магматические месторождения

Магматические месторождения - залежи полезных ископаемых, сформировавшиеся в недрах земной коры при застывании и кристаллизации основной или щелочной магмы*,* содержащей в своём составе повышенные концентрации ценных минералов. Эти залежи имеют различную форму и расположены среди родственных им магматических горных пород. Образование ценных минералов в остывающей магме обусловлено тремя причинами. Во-первых, магма при охлаждении может распадаться на две несмешивающиеся жидкости, одна из которых состоит из вещества полезного ископаемого. Такой процесс называется ликвацией, а возникающие при этом месторождения называются ликвационными магматическими месторождениями (например, сульфидные медно-никелевые руды, содержащие кобальт и платиноиды месторождений Норильска, Талнаха, Печенги в СССР и Садбери в Канаде). Во-вторых, ценные минералы при кристаллизации магмы могут выделиться ранее других, погрузиться на дно магматического резервуара и сформировать залежи раннемагматических месторождений. Эти месторождения также называются сегрегационными, или аккумулятивными (месторождения хрома, титана и железа). Оригинальными раннемагматическими образованиями являются алмазоносные кимберлитовые трубки Восточной Сибири и Южной Африки. В-третьих, при кристаллизации магм, богатых газом, вещество полезного ископаемого может сконцентрироваться в легкоплавком остаточном расплаве и при последующем отвердевании образовать позднемагматические, или гистеромагматические, месторождения (залежи титаномагнетита типа горы Качканар на Урале, хромитов Южного Урала, апатитов Кольского полуострова, тантала, ниобия и редких земель). Значительно реже магматические месторождения возникают в виде потоков, изливающихся из жерла вулканов (например, вулканические потоки серы).

В изложенном выше виде в природных условиях формирование конкретных месторождений не происходит. На каждом рудном объекте одновременно реализуются все три пути магматической дифференциации вещества. Часто нарушается также временная последовательность событий. Процессы ликвации могут протекать и на заключительных фазах становления интрузивных массивов. Сложность проблемы связана также с неравномерностью, стадийностью и импульсивностью поступления различающихся по составу новых порций магматического расплава в геологические структуры, где происходит рудообразование. Однако условно по преобладающему типу сформировавшихся руд в дальнейшем будем придерживаться данной схемы, выделяя ликвационные, ранне- и позднемагматические месторождения.

Ликвационные месторождения

Рассматриваемый тип рудных образований ассоциирует с расслоенными интрузиями и включает месторождения: 1) медно-никелевые сульфидные; 2) хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные и 3) редких, редкоземельных и рассеянных элементов.

1. Медно-никелевые сульфидные месторождения связаны с двумя основными геотектоническими обстановками: областями тектономагматической активизации и зеленокаменными поясами докембрия. Основными рудными минералами являются: пирротин, пентландит и халькопирит.

В областях тектономагматической активизации месторождения встречаются в трех тектонических позициях: 1) в зонах глубинных докембрийских расколов (тип Садбери), 2) в континентальных докембрийских рифтовых зонах (Дулутский тип), 3) в мезозойских континентальных рифтовых зонах (Норильско-Талнахский тип). Два последних типа связаны с габбро-долеритовыми интрузиями, ассоциирующими с платформенными платобазальтами.

*Тип Садбери* представлен уникальным рудным объектом. О происхождении которого уже более 50 лет ведутся жаркие споры. Доминируют две гипотезы. Согласно одной месторождение приурочено к докембрийской кальдере, расположенной на глубинном расколе, по другой – рудоносная магма внедрилась также в древний раскол, но образованный экзотическим способом – упавшим огромным метеоритом. В любом случае на Канадском щите среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород гуронской серии на площади 60×20 км располагается лополито-образный никеленосный габбро-норитовый плутон. Он отличается от других рудоносных массивов отсутствием циклических образований и минеральной расслоенности и высоким содержанием кварца.

Вероятно, магма основного состава была контаминирована кварцевым минералом при неизменном соотношении Fe/Mg; она стала вязкой и не способной к расслоению. Термодинамический анализ системы FeO – SiO2 – FeS2 показал, что добавление в нее кварца способствовало сегрегации растворенных сульфидов без одновременного осаждения силикатов, что и привело к накоплению богатых руд. Последние представлены тремя текстурно-структурными типами: 1) на южном фланге плутона в лежачем боку выделяются залежи, представленные в нижней части сплошными рудами, а в верхней – вкрапленными; 2) на северном фланге в подстилающих нориты ударных брекчиях имеются прожилково-вкрапленные тела, 3) за пределами плутона в дайках норитов и габбро установлена промышленная вкрапленная минерализация.

*Дулутский тип* характерен для интрузивных комплексов, ассоциирующих с протерозойскими платобазальтами и приуроченными ко внутриконтинентальным рифтовым структурам. На типичном Дулутском месторождении комплексные интрузивы залегают в платобазальтах оз. Верхнего. Оруденение наиболее тесно связано с норитами, в меньшей степени с троктолитами и редко с дунитами и перидотитами. Судя по изотопным данным серы сульфидов (s34S = 18‰) более 75% ее было получено путем контаминации осадочных пород. Предполагают, что магма, обогащенная оливином и сульфидами, образовала сульфидоносную зону в дунитах. В результате последовавшей дифференциации возникли циклические триады: перидотит-троктолит-анортозит. Сульфидные залежи накапливались в основании перидотитовых членов.

*Норильско-Талнахский тип* связан с мезозойскими траппами. Уникальный Норильско-Талнахский рудно-магматический центр расположен на северо-западе Сибирской платформы и тесно связан с минерализованными триасовыми гипабиссальными силлами. Интрузии контролировались крупным разломом, имеют зональное строение и сложены в основании пикритами и пикритовыми долеритами, а в кровле фельзитовыми разностями. В лежачем боку силлов выделяются горизонты сплошных руд, с которыми ассоциирует наиболее богатая медно-никель-платиновая минерализация.

В кровле интрузивов развиты вкрапленные руды, а в подошве во вмещающих породах - прожилково-вкрапленные. Согласно существующей генетической модели базальтовые магмы, пересекая осадочный чехол, ассимилировали серу и СаО из эвапоритов. Сера из сульфатной восстанавливалась до сульфидной. Сульфиды в форме капелек собирали, рассеянные в расплаве никель, медь и элементы платиновой группы. Этому процессу способствовал содержащийся в расплаве углерод, захваченный магмой из карбоновых угленосных горизонтов.

В докембрийских зеленокаменных поясах развито два рудномагматических типа месторождений – толеитовый и коматиитовый.

*Толеитовый тип* локализуется в раннепротерозойских вулканогенно-осадочных мобильных прогибах. К наиболее известным месторождениям этого типа относятся Печенга на Кольском полуострове и Линк-Лейк в Канаде. Печенгский рудный район приурочен к мощной многофазовой вулканогенной серии. После проявления четвертой заключительной фазы основного вулканизма протекали процессы складкообразования и происходило внедрение базитов и гипербазитов в осадочные горизонты, разделяющие третью и четвертую вулканические толщи. Возникшие силлы имеют три слоя: базальный перидотит-пироксенит-габбро. Сульфидные залежи связаны с перидотитами и серпентинитами и развиты преимущественно в синклинальных прогибах. Помимо магматических встречаются тектонически ремобилизованные прожилково-вкрапленные руды. В рудном районе известно три типа рудных тел: 1) сплошные в подошве интрузий в перидотитах, сменяющиеся в направлении кровли вкрапленными, 2) брекчиевые в тектонических зонах, 3) прожилки во вмещающих тектонических сланцах. Первые два типа обогащены никелем

Сu/ (Cu+Ni)=0,28,

а третий им обеднен

Cu/(Cu+ Ni)=0,51.

*Коматиитовый тип* связан с архейскими зеленокаменными поясами. По глубинам формирования и фациальному составу рудовмещающих магматических пород выделяют три группы месторождений: вулканогенные, субвулканические и плутоногенные.

Наиболее известными примерами вулканогенной группы служат месторождения района Камболда в Западной Австралии. Здесь рудовмещающий разрез слагают породы двух циклов вулканизма, каждый из которых сложен вулканитами, последовательно меняющими состав от основного до кислого. Венчает цикл пачка осадочных пород и горизонт железистых кварцитов. Рудные тела располагаются в пределах нижней коматиитовой части нижнего цикла, фациально переходящей в базальты. Коматииты представляют собой эффузивные ультраосновные породы со структурой спинифекс – пластинчатых и древовидных скелетных выделений оливина. Особенностью коматиитов является высокое содержание MgO (превышающее 18%).

Для вулканогенных месторождений характерны невысокие общие запасы руд (около 5 млн т), но повышенные концентрации никеля (1,5–3,5%). Предполагают, что ликвация магмы на сульфидный и силикатный расплавы произошла еще в мантии. В дальнейшем оба расплава в форме механической смеси совместно перемещались вплоть до излияния лав и кристаллизации руд в понижениях подошвы потоков.

Субвулканическая группа широко распространена в зелено-каменных протерозойских поясах в районе Манитоба (Канада), в никеленосных провинциях Западной Австралии и Южной Африки. Повсеместно руды располагаются в основании линз перидотитов. До 80% запасов, а они составляют 40–50 млн т, приходится на рудные штокверки. Содержание никеля колеблется в пределах 1,5–2,5%.

Плутоногенная группа так же как и субвулканическая характерна для протерозойских поясов. Наиболее известно месторождение Сикс-Майл в Западной Австралии. В этой группе оруденение имеет вкрапленный характер и обычно концентрируется в дунитовом ядре ультраосновных массивов, имеющих перидотитовую оболочку. Запасы руд составляют сотни миллионов тонн при низком (0,6%) содержании никеля.

Анализ рудной минерализации ликвационных медно-никелевых месторождений показал, что оруденение в основных породах более обогащено медью, а в ультраосновных – никелем. В вертикальном разрезе рудных залежей наблюдается увеличение к подошве содержания Сu, Pt, Pd, Аu и понижение Со, Ir и Os .

Существует пять гипотез генезиса данных месторождений: 1) ликвационное расслоение магмы на глубине и затем послойные инъекции; 2) ликвация или кристаллизационная дифференциация магмы на глубине и последующее одноактное внедрение таких гетерогенных расплавов; 3) ликвация или дифференциация магмы на месте становления массивов; 4) постмагматическое метасоматическое происхождение полосчатых рудоносных массивов; 5) магматическое замещение слоистых эффузивно-осадочных толщ. Наиболее распространенными являются первые три гипотезы, остальные, вероятно, могут проявляться в особых геологических ситуациях.

Современная концепция, разработанная А.П. Лихачевым и А. Наддреттом, предполагает, что рудоносные магмы зарождаются на глубинах более 100 км в условиях фракционного плавления первичного сульфидсодержащего материала мантии. Подъем этих магм осуществляется в виде сульфидной жидкости, диспергированной в окисно-силикатном расплаве. Рудное вещество транспортировалось в форме сульфидных капель. Кристаллизация расплава происходила с последовательным выделением пирротина, затем пентландита и в заключение халькопирита. В предкристаллизационный период сульфидный расплав распадается на три несмешивающиеся жидкости, обогащенные: железом, никелем и медью, различающиеся по температурам кристаллизации. Халькопиритовая жидкость может мигрировать на значительные расстояния.

В заключительную стадию эволюции расплавная сульфидная система переходит в гидротермальное окончание с образованием вторичных фаз – миллерита, пирита, халькопирита, пирротина, борнита, халькозина, ковеллина. Таким образом, на Норильском месторождении возникли уникальные миллеритовые руды.

2. Хромитовые, титаномагнетитовые и платиноидные месторождения развиты в расслоенных массивах, относящихся к тектоноплутоническому типу областей протоактивизации докембрия. К наиболее известным рудоносным массивам относятся: Бушвельд и Великая Дайка Зимбабве в Южной Африке, Чинейский в Забайкалье, Стилуотер в США и др.

Бушвельдский комплекс сформировался в раннем протерозое в пять стадий: 1) андезитового вулканизма, 2) фельзитового вулканизма, 3) ультраосновного магматизма и образование расслоенной серии (норитовый комплекс), 4) внедрение гранитной магмы и 5) образование щелочных даек. Норитовый комплекс представляет собой гигантский лополит мощностью более 7 км, в котором снизу вверх выделяются следующие слои: 1) нориты (350 м), 2) переслаивание норитов с перидотитами (1500 м), 3) рудоносная, так называемая критическая, зона норитов с прослоями дунитов и пироксенитов (100 м), 4) габбро-нориты (3500 м), 5) габбро-диориты (2000 м).

В критической зоне выделяются три рудных горизонта: 1) дунитовый с хромшпинелидами и платиноидами, 2) анортозитовый с титаномагнетитами и 3) норитовый с платиноносными сульфидами. В его пределах расположен риф Меренского – горизонт диаллаговых норитов, содержащих линзы хромитов и скопления сульфидов, обогащенных платиной и палладием.

Великая Дайка рассекает весь архейский кратон Зимбабве (ее длина 550 км, ширина 4–12 км) и представляет собой единое интрузивное тело в зоне глубинного раскола. Весь комплекс возник в течение 50 тыс лет. Верхняя часть дайки до глубины 2–4 км имеет горизонтальное, а ниже вертикальное плитообразное залегание. В верхней части отмечается расслоение пород (сверху вниз): 1) габбро, 2) тонкий (0,3 м) горизонт переслаивающихся дунитов, пироксенитов и перидотитов, обогащенный медно-никелевыми сульфидами с платиной, 3) пачка слоистых ультраосновных пород с горизонтами хромитовых руд. Ниже следует безрудная нерасслоенная вертикальная часть интрузива, сложенная ультраосновными породами.

Среди магматических месторождений наиболее значительны месторождения железа, титана, ванадия, хрома, платины, меди, никеля, кобальта, апатита, алмазов, ниобия-тантала, циркония и гафния.

Пегматитовые месторождения

Выделяют две группы пегматитов – магматогенные и метаморфогенные. Магматогенные пегматиты и связанные с ними полезные ископаемые принадлежат к группе позднемагматических образований, формировавшихся на завершающихся стадиях становления массивов и располагающихся близ его кровли. Они связаны с родоначальными интрузивами тождественностью состава. Форма тел пегматитов жило - и гнездообразная, обычно имеют зональное строение, неравномерные размеры зерен минералов и присутствуют в них следы метасоматической переработки первичных минеральных ассоциаций магматического происхождения. Подавляющее количество пегматитов связано с гранитными породами. С другими формациями глубинных изверженных пород пегматиты встречаются реже. Тела пегматитов известны, но не обязательны для перидотитовой, габбровой и плагиогранит-сиенитовой формаций ранних стадий геосинклинального развития. На активизированных платформах пегматиты обнаружены с основными, кислыми и особенно щелочными породами. Гранитные пегматиты разделены А.Е.Ферсманом на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Первые залегают в гранитах или тождественных породах и не претерпели изменения состава в процессе формирования. Вторые образуются среди других формаций, при этом возникают гибридные пегматиты, ассимилировавшие вещество боковых пород, и десилицированные пегматиты, отдавшие часть своего кремнезема вмещающим породам.

Метаморфогенные пегматиты, формирующиеся на разных стадиях метаморфического преобразования, преимущественно древних докембрийских пород, по особенностям состава соответствуют фациям регионального метаморфизма вмещающих пород.

Преобладающей формой пегматитов являются плитообразные и сложные жилы, реже встречаются линзы, гнезда и трубы. Длина тел пегматитов изменяется от 150 м до 5000 м, при изменении мощности от 50 м до 400 м. Пегматиты формировались на протяжении длительной геологической истории Земли от архейского до альпийского циклов.

Пегматиты формируют региональные пояса от сотен до нескольких тысяч километров (Мамский, Забайкальский, Кольско-Карельский, Раджастанский пояс Индии, Аппалачский, Южно-Африканский и др.). В пределах поясов пегматиты группируются в поля (пучки, узлы), приуроченные к цепочкам интрузивов, положение которых определяется поперечными складчатыми и разрывными нарушениями. По соотношению пегматитов с вмещающими породами выделяют две разновидности: сингенетичные, или шлировые, камерные пегматиты; эпигенетичные или выжатые пегматиты. Первые сформировались на месте скопления остаточных пегматитообразующих продуктов магматического расплава, находятся в материнской породе, у них отсутствуют резкие контакты с вмещающими породами, отсутствует мелкозернистая аплитовая оторочка, овальная форма тел, обилие миароловых пустот. Вторые формируются за пределами остаточного магматического очага для них характерно размещение не только в материнской породе, но за ее пределами, контроль пегматитовых тел тектоническими нарушениями, жильная форма, резкие контакты с вмещающими породами, наличие мелкозернистой аплитовой оторочки, отсутствие миароловых пустот.

Подавляющая масса пегматитов формировалась на значительных глубинах от 1,5-2 и 16-20 км. Ранняя кристаллизация магматического расплава происходит при температуре 1200-900оС, нормальный гранит застывает при температуре немного ниже 1000оС, в присутствии минерализаторов температура может снижаться до 730-640оС. Учитывая совокупность всех данных начальная температура гранитного пегматитового расплава должна быть порядка 800-700оС. В процессе последующего накопления и метасоматического преобразования пегматитообразующих минеральных комплексов, температура постепенно снижалась с последовательным формированием биотита, кварца, мусковита, берилла, последующих выделений кварца и топаза, мориона и аметиста, и заключительных выделений халцедона. Последний формируется в интервале температур 90-55оС.

В минеральном составе пегматитов преобладают силикаты и оксиды. Гранитные пегматиты чистой линии сложены ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом; второстепенные минералы – сподумен, мусковит, турмалин, гранат, топаз, берилл, лепидолит, флюорит, апатит, минералы редких и радиоактивных элементов, редких земель. Гибридные пегматиты, образованные при ассимиляции глиноземистых пород, обогащаются андалузитом, кианитом, силлиманитом.

Пегматиты, ассимилировавшие карбонаты кальция, магния, железа, содержат роговую обманку, пироксены, сфен (титанит), скаполит. Десилицированные пегматиты в ультраосновных и карбонатных породах представлены обычно плагиоклазитами. При пересыщении глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

Щелочные пегматиты состоят из микроклина, ортоклаза, нефелина или содалита, эгирина, гакманита, натролита, арфведсонита с примесью апатита, анальцима, минералов циркония, титана, ниобия и редких земель.

Пегматиты ультраосновных и основных магм сложены основным плагиоклазом, ромбическим пироксеном (бронзитом), меньше распространены оливин, амфибол, биотит с примесью апатита, граната, сфена, циркона, титаномагнетита, магнетита.

По составу и особенностям внутреннего строения пегматиты разделяются на простые, или недифференцированные, и сложные, или дифференцированные.

Простые гранитные пегматиты состоят из калиевого полевого шпата и кварца.

Сложные гранитные пегматиты имеют разнообразный минеральный состав и зональное строение. В структуре зональных пегматитов выделяются: оболочка, внутренняя часть и неправильные метасоматические скопления. Все они составляют пять главных элементов зональной структуры (Рис. 4).

Рис. 4. Схема текстурно-парагенетических типов пегматитов. По *К. Власову*.

I – равномернозернистый или письменный, II – блоковый, III - полиодифференцированный, IV – редкометалльного замещения, V – альбит-сподуменовый типы;

1 – гранит; 2 – пегматоидный гранит; 3 – микроклин; 4 – кварц; 5 – контактовые оторочки и зоны мусковит-кварц-полевошпатового состава; 6 – пегматит письменной и гранитной структуры; 7 – блоковая зона; 8 – мономинеральная микроклиновая зона; 9 – кварц-сподумновая зона; 10 – комплексы и зоны замещения; альбит, кварц, мусковит, реликты микроклина, редкометальные минералы (лепидолит, берилл, часто цезиевый, ниобато-танталаты, полихромный турмалин, сподумен и др.).

Первая, внешняя зона сложена тонкозернистой оторочкой мусковит-кварц-полевошпатового состава, обычно несколько сантиметров мощностью. Вторая зона выполнена кварц-полевошпатовой массой письменной и гранитной структуры. Третья состоит из мономинеральной массы или блоков микроклина. Четвертая зона выполнена кварцем и представляет собой кварцевое ядро. Пятая зона не всегда проявлена и не обособляется отчетливо. Она представлена неправильными скоплениями кварца, альбита, мусковита, сподумена и минералов редких металлов, тяготеющих к границе кварцевого ядра и микроклиновой зоне. Такое строение рассматривается, как следствие эволюционного развития пегматитовых тел в процессе их формирования. Развитие может дойти до разных стадий, в связи, с чем могут образовываться пегматиты разной степени дифференцированности.

Среди пегматитовых месторождений выделяются три генетических класса: простые пегматиты; перекристаллизованные пегматиты; метасоматически замещенные пегматиты. Простые пегматиты сложены калий-натровыми полевыми шпатами и кварцем с небольшой примесью слюды. Эти пегматиты разрабатываются для получения комплексного керамического сырья и используются для производства низших сортов изделий фаянсовой и фарфоровой промышленности (Куру-Ваара Мурманской обл.). Такие пегматиты называются также керамическими пегматитами. Пегматиты характеризуются сложной морфологией жильных тел мощностью до нескольких десятков метров и длиной до 800-1000м и более, отличаются достаточно постоянным составом, обеспечивающим хорошее обогащение, являются основным источником низкокалиевых полевошпатовых материалов. Иногда в составе пегматитов встречаются крупные блоковые обособления кварца и микроклина (Рис. 5 Сечение простого пегматита).

Рис. 5. Сечение простого пегматита:

1 – кварцевое ядро; 2 – пегматит письменный структуры; 3 – слюдяная оторочка; 4 – гранит.

Перекристаллизованные пегматиты, как правило, имеют разнозернистую крупно- и гигантозернистую структуру. Такая структура могла сформироваться в результате перекристаллизации исходного вещества жил под влиянием горячих газово-жидких растворов, химический состав которых находился в равновесии с составом ранее выделившихся пегматитообразующих соединений. При перекристаллизации калиевого полевого шпата при гидролизе формируется мусковит (Рис. 6). Из перекристалллизованных пегматитов добывают мусковит (месторождения Чупино-Лоухского района Карелии, Мамского района Иркутской обл.), попутно добывают полевошпатовое сырье, кварц. За границей основными центрами добычи мусковита являются пегматитовые поля Индии и Бразилии. Крупнолистовой мусковит добывается только из пегматитов. По характеру распределения мусковита в жильном теле выделяют жилы с равномерным, зональным и гнездовым распределением. В связи с исключительной значимостью этих пегматитов они называются мусковитовыми пегматитами.

Рис. 6. Сечение перекристаллизованного пегматита жилы 4 Слюдяногорского месторождения. По *Г. Кулешову и др.* 1 – гнейсы; 2 – среднезернистые пегматиты; 3 – кварц; 4 – мусковит.

Метасоматически замещенные пегматиты в отличие от ранее рассмотренных отличаются перекристаллизацией и метасоматической переработкой в различной степени под воздействием горячих минерализованных растворов, химически неравновесных по отношению к составу первичной пегматитообразующей минеральной массы. Для этого класса характерно наиболее полное зональное строение с метасоматическими преобразованиями и грейзенизацией (Рис. 7). Эти два процесса сопровождаются появлением минералов редких металлов, горного хрусталя, драгоценных камней. Из метасоматически замещенных пегматитов добывают оптический флюорит, драгоценные камни, руды лития, бериллия, цезия, рубидия, реже олова, вольфрама, тория, урана, ниобия, тантала, редких земель. Редкометальная и редкоземельная минерализация в пегматитах вне зависимости от генетической принадлежности их к определенной формации считается метасоматически наложенной. Установлено, что редкометальная минерализация проявляется только в тех пегматитовых полях, которые приурочены к районам распространения аляскитовой формации. Редкоземельная минерализация устанавливается только в пегматитовых полях, расположенных в непосредственной близости от щелочных гранитов или в районах, где каким-либо образом проявлен щелочной метасоматоз, связанный с этими гранитами. В эту группу объединены пегматиты, известные в литературе под названием пегматитов натро-литиевого типа. Внутри группы выделяют следующие рудно-метальные типы: танталито-поллуцитовый, сподуменовый, сподумен-берилло-танталитовый, колумбито-берилловый, берилло-колумбитовый. В тантало-поллуцитовом типе характерными акцессорными минералами являются розовые турмалины, сиреневые литиевые мусковиты, пурпурит, висмутин, бисмутит, литиевые фосфаты, касситерит; в сподуменовом типе – берилл, танталит, колумбит; в сподумен-берилло-танталитовом и колумбито-берилловом типах - мусковит, касситерит, бавенит, бертрандит, арсенопирит, молибденит, иногда флюорит; в берилло-колумбитовом типе – молибденит, флюорит, топаз, базобисмутит, касситерит. Во всех типах присутствуют второстепенные минералы: мусковит, апатит, турмалин, гранат, биотит.

Рис. 7. Сечение метасоматически замещенного пегматита. По *Н. Солодову.*

1 – наносы; 2–10 – зоны: 2 – блокового кварца, 3 – крупноблокового микроклина, 4 – мелкопластинчатого альбита; 5 – кварц-сподуменовая; 6 – клевеландит-сподуменовая (по внешней периферии этой зоны располагается маломощная зона сахаровидного альбита, не показанная на чертеже из-за его мелкомасштабности), 7 – кварц-мусковитовых гнезд, 8 – крупноблокового микроклина, 9 – гнезд мелкозернистого альбита, 10 - графическая кварц-микроклиновая (местами сильно альбитизированная); 11 – вмещающие породы.

Внутри группы редкоземельных пегматитов выделены: редкоземельно-цериевый и редкоземельно-иттриевый и микроклино-амазонито-гадолинитовый типы пегматитов. В первом типе основным породообразующим минералом является микроклин, редко затронутый процессами амазонитизации. Редкоземельная минерализация приурочена к зонам окварцевания и представлена ортитом и чевкинитом. В редкоземельно-иттриевых пегматитах – абукумалитом, иттротитанитом, фергусонитом, торитом, цитролитом. Характерным акцессорным минералом является магнетит. В микроклино-амзонито-гадолинитовом типе преобладающими породообразующими минералами являются амазонит, микроклин. Редкоземельная минерализация представлена гадолинитом. Постоянным второстепенным минералом является биотит.

Пегматитовые месторождения бериллия достаточно широко распространены, на их долю приходится вся мировая добыча бериллия. Берилл из пегматитов извлекается преимущественно попутно при разработке их на мусковит, тантал, цезий или литий. Появление в них крупных кристаллов (иногда несколько тонн) позволяет вести ручную выемку и получению без какого-либо обогащения концентратов, содержащих 10% окиси бериллия. Совместно с бериллом часто встречается черный турмалин, колумбит, цитролит, монацит.

Пегматитовые месторождения олова известны в Восточной Сибири России и расположены в докембрийских комплексах. Руды обычно комплексные, разрабатываются на олово, тантал, ниобий, скандий, рубидий, частично на вольфрам и висмут. Наиболее богаты оловом (до 0,1%) альбитовые и альбит-сподуменовые пегматиты. Главные минералы представлены касситеритом, сподуменом, петалитом, амблигонитом, кварцем, микроклином, альбитом, топазом, турмалином; акцессорные минералы – танталит, вольфрамит.

Карбонатитовые месторождения

Карбонатитами называются эндогенные скопления кальцита, доломита и других карбонатов, пространственно и генетически ассоциированные с интрузивами ультраосновного щелочного состава центрального типа, формирующимися в обстановке платформенной активизации. В настоящее время на земном шаре известно более 250 массивов ультраосновных щелочных пород. В России такие массивы известны в Карело-Кольском регионе, Сибири. Размещаются массивы на платформах и имеют различный геологический возраст. Среди них известны массивы докембрийского (Сибирь, Северная Америка), каледонского (юг Сибири), герцинского (Мурманская обл.), киммерийского (Сибирь, Бразилия) и альпийского циклов развития (большинство карбонатитов Африки). Карбонатиты образуют обособленную группу эндогенных месторождений в силу резко специфических геологических условий их образования. Карбонатитовые месторождения связаны только с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы с комплексами ультраосновных щелочных пород. Массивы имеют трубообразную форму, дифференцированный состав и концентрически зональное строение. В них выделяют четыре главные группы пород: 1) ранние ультраосновные (дуниты, перидотиты, пироксениты); 2) щелочные (мельтейгит-ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты); 3) ореолы вмещающих пород, подвергшихся щелочному метасоматозу и превратившихся в фениты; 4) карбонатиты (рис.1). Массивы сопровождаются дайковой серией сложного состава, отражающего длительную и направленную эволюцию магматического очага и состоящую из разнообразных пород – от пикритовых порфиритов до щелочных пегматитов. Последовательно формирующиеся группы пород, образующие карбонатитовые массивы, размещаются в центростремительном направлении от периферии к центру и иногда в обратном, центробежном направлении. Примером последнего размещения может служить Ковдорский массив в Мурманской области. Центральная часть массива сложена оливинитами, образующими шток, далее располагаются прерывистым полукольцом пироксениты, а периферическая часть выполнена ийолитами и мальтейгитами. Карбонатиты в массиве представлены несколькими разновидностями: кальцитовыми карбонатитами, имеющими широкое распространение, доломитовыми карбонатитами, которые встречаются значительно реже, и доломито-кальцитовыми, возникшими большей частью в процессе доломитизации кальцитовых разновидностей пород. Многочисленные жилы и линзы, кальцитовых карбонатитов залегают в оливинитах центральной части массива и в щелочных породах его краевой зоны. Они группируются в отчетливо выраженную дугообразную зону и в ее пределах приурочены к серии кольцевых трещин-разломов, пологопадающих внутрь массива (Рис.2).

Рис. 1. Общая схема строения карбонатного месторождения:

1 – щелочные породы; 2 – ультраосновные породы; 3 – гнейсы; 4 – фениты; 5 – шток карбонатитов; 6 – жилы карбонатитов.

Карбонатитовые тела представляют собой штоки, конические жилы, падающие к центру массива, кольцевые жилы, падающие от центра массива, радиальные дайки. Штоки в поперечнике имеют размеры от сотен метров до нескольких километров, а жилы мощностью от 10м при длине несколько сот метров до нескольких километров (1-2 км). Минеральный состав карбонатитов определяется наличием карбонатов, составляющих 80-99%. Наиболее распространены кальцитовые карбонатиты, реже встречаются доломитовые, еще реже анкеритовые и совсем редко сидеритовые карбонатиты. В формировании карбонатитов установлена последовательность их образования – первым накапливается кальцит, далее доломит и анкерит. Остальные минералы в карбонатитах являются акцессорными, их более 150 разновидностей. Типоморфными минералами являются флогопит, апатит, флюорит, форстерит; редкими – бадделеит, пирохлор, гатчеттолит - урансодержащий пирохлор, перовскит-кнопит-дизаналит, карбонаты редких земель (синеизит, бастнезит, паризит).

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива, по В.И. Терновому, Б.В. Афанасьеву, Б.И. Сулимову

1 – сунгулитовые породы; 2 – карбонатиты; 3 – апатит-форстеритовые породы; 4 – магнетитовые руды; 5 и 6 – флогопит-диопсид-форстеритовые гигантозернистые (5) и средне- и крупнозернистые (6) породы; 7 – оливиниты флогопитизированные и диопсидизированные; 8 – гранатовые автоскарны; 9 – монтичеллитолиты; 10 – мелилитолиты; 11 – турьяиты; 12 – пироксениты; 13 – слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы; 14 – нефелиновые пироксениты; 15 – полевошпатовые ийолиты и нефелиновые сиениты; 16 – ийолит-уртиты; 17 – ийолит-мельтейгиты; 18 – оливиниты; 19 – фениты; 20 – гранитогнейсы.

В карбонатитах установлен стадийный характер минералообразования: в первую стадию формируются крупнозернистые кальциты с минералами титана и циркония; во вторую – среднезернистые кальциты с дополнительными минералами титана, урана, тория; в третью – мелкозернистый кальцит-доломитовый агрегат с ниобиевой минерализацией; в четвертую – мелкозернистые массы доломит-анкеритового состава с редкоземельными карбонатами. Текстура карбонатитов массивная, полосчатая, узловатая, плойчатая, структура – разнозернистая. По составу полезных ископаемых, концентрирующихся в карбонатитах последние разделены на семь групп. 1. Гатчеттолит-пирохлоровые карбонатиты с содержанием Nb2O5 0,1-1%; 2. Бастнезит-паризит-монцонитовые карбонатиты с содержанием TR2O3 от десятых долей процента до 1%; 3. Перовскит-титаномагнетитовые руды связаны с гипербазитами в ассоциации с карбонатитами; 4. Апатит-магнетитовые с форстеритом карбонатиты с содержанием железа 20-70%, Р2О5 10-15%; 5. Флогопитовые скарноподобные образования, в коре выветривания формируется вермикулит; 6. Флюоритовые карбонатиты; 7. Сульфидоносные карбонатиты с медным оруденением при содержании меди 0,68% и свинцово-цинковым. Минеральные типы рудоносных карбонатитов отвечают различным уровням их возникновения и последующего эрозионного среза (Рис.3).

Геологические структуры, определяющие положение и морфологию карбонатитовых тел внутри массивов, имеют один источник деформирующих усилий и разделяются на две разновидности по их морфологии. Центральные штоки приурочены к цилиндрическим трубкам взрыва. Карбонатитовые жилы приурочены к круговым структурам, среди них выделяют радиальные, кольцевые (падающие от центра), конические (падающие к центру).

Рис. 3. Схематический вертикальный разрез рудоносного карбонатитового штока: 1 – карбонатиты; 2 – ультраосновные-щелочные породы; 3 – осадочно- метаморфические породы.

Формирование массивов ультраосновных щелочных пород с карбонатитами охватывает длительный интервал времени и делится на четыре этапа магматической эволюции, разобщенные перерывами внедрения магматических пород: 1 - образуются ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты); 2 - щелочно-гипербазитовый этап с формированием биотитовых пироксенитов и перидотитов и мелилитсодержащих пород; 3 - ийолит-мельтейгитовый этап характеризуется появлением пород от якупирангитов (крайне меланократовая бесполевошпатовая ультраосновная щелочная порода) до уртитов (существенно нефелиновая порода); 4 - внедряются нефелиновые и щелочные сиениты. После этого возникают карбонатиты. Все этапы сопровождаются формированием комагматичных даек. Весь интервал времени, охватывающий становление массивов может охватывать несколько десятков и даже первых сотен миллионов лет. Длительное развитие ультраосновных щелочных пород и сопровождающих их карбонатитов происходило в широких рамках температур и давлений. Ультрабазиты формируются при температурах 1350-1100оС, нефелиновые сиениты – 750-620оС, карбонатиты первой стадии 630-520оС, второй стадии 520-400оС, карбонатиты третьей стадии 400-300оС, карбонатиты четвертой стадии 300-200оС. Значительная вертикальная протяженность карбонатитообразования свидетельствует об изменении давления от верхнего уровня (близ поверхности земли) до глубинных горизонтов 100-60 МПа.

# Магматическая гипотеза. Форма тел карбонатитов говорит о возможном их образовании при раскристаллизации из магматического расплава. Об этом свидетельствуют обломки вмещающих пород в карбонатитах, флюидная текстура некоторых карбонатитов, наличие в составе карбонатитов остывших расплавленных включений с температурой гомогенизации 880-558оС. Последнее обстоятельство позволило поставить вопрос о явлении магматической ликвации с отделением карбонатного расплава при температуре 900±50оС. Эти представления подтверждаются экспериментальными данными.

Гидротермальная гипотеза. Никто из исследователей не отрицает наличие карбонатитов гидротермально-метасоматического происхождения. В пользу этой гипотезы свидетельствуют следующие данные: наличие постепенных переходов от карбонатитов к замещаемым им породам; наличие реликтов незамещенных силикатных пород, пронизанные сетью прожилков; метасоматическая зональность в распределении минеральных ассоциаций, на контакте карбонатных и силикатных пород; зависимость состава темноцветных и акцессорных минералов карбонатитов от состава замещаемых силикатных пород; избирательный характер карбонатного метасоматоза.

Скарновые месторождения

# Скарн - (от швед. scarn, буквально - грязь, отбросы), метасоматические горные породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами; возникают в зоне высокотемпературного контактового ореола магматических горных пород в результате химического взаимодействия карбонатных пород с магмой, интрузивными или другими алюмосиликатными породами при посредстве горячих магматогенных растворов. Различают известковые Скарны, сложенные Ca-Mg-Fe-силикатами и алюмосиликатами (пироксены ряда диопсид-геденбергит и гранаты ряда гроссуляр-андрадит), и магнезиальные Скарн, с магнийсодержащими минералами (форстерит, диопсид, шпинель, флогопит).

Известковые С. возникают преимущественно в условиях малых и средних глубин (до 10-12 *км*) в послемагматический этап в контактах известняков с алюмосиликатными породами. Магнезиальные Скарны образуются при реакционном взаимодействии доломитов с внедряющейся магмой или в условиях больших глубин (свыше 10-12 *км*) в контакте с алюмосиликатными породами в послемагматический этап. Скарны представлены преимущественно контактовыми линзообразными и пластообразными залежами, реже встречаются трубообразные или жильные тела в карбонатных или алюмосиликатных породах; характерно зональное строение скарновых тел. К Скарн нередко приурочены крупные скопления руд (особенно железа, меди, свинца, цинка, вольфрама, молибдена и др.) и неметаллических полезных ископаемых (флюгопита, боратов и др.).

В связи с этим выделяется особый тип месторождений - скарновый, имеющий важное промышленное значение (например, в СССР из рудных - Магнитогорское железорудное на Урале, Соколово-Сарбайское железорудное в Казахстане, Алтын-Топканское полиметаллическое в Средней Азии, Тырныаузское вольфрам-молибденовое на Кавказе; из нерудных - боратов в Сибири, флогопита в Прибайкалье, на Алдане и на Памире).

СКАРНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — м-ния, в которых руды преимущественно или исключительно локализованы в скарнах и околоскарновых г. п. Может быть выделено 2 типа С. м.: 1) С. м. с сопутствующим оруденением, или собственно С. м., — м-ния, в которых процессы рудообразования, создавшие основные промышленно ценные парагенезисы, в пространстве и во времени сочетались с процессами скарнообразования и формирования околоскарновых п. Этот тип объединяет разнообразные по метасоматическим фациям С. м. флогопита, магнетита, боратовых и сульфидных руд, возникшие в различной по химизму среде, но под воздействием исходно однотипных растворов общего происхождения и в ту же, что и скарны, раннюю (щелочную) стадию гидротерм. процесса вследствие изменения свойств растворов — повышения их кислотности; 2) С. м. с наложенным оруденением, или апоскарновые, — м-ния, в которых процессы рудообразования во времени оторваны от процесса скарнообразования, но пространственно совмещены с его продуктами. Этот тип объединяет разнообразные С. м., связанные с наложением на скарны более поздних гидротерм. растворов кислотной стадии по-слемагм. деятельности вследствие взаимодействия кислых растворов с основной средой скарнов, и представлен мо-либденит-шеелитовыми, шеелит-сульфидным (иногда с оловом), редкометально-сульфидным, галенит-сфалеритовым, полисульфидным, халькопиритовым, шеелит-сульфидным (иногда с Аu), данбургит-датолитовым и др. оруденениями. С. м., сформированные под воздействием растворов, связанных с гранитными магмами, — преимущественно редкометальные и полиметаллические, а с основными магмами и их дифференциатами — железорудные. Устанавливается эмпирическая закономерность взаимосвязи типа рудоносности С. м. и характера скарнового парагенезиса: а) шеели-товое и молибденит-шеелитовое оруденение локализуется преимущественно в скарнах, представленных парагенезисом геденбергитового пироксена с гроссуляровым гранатом; при этом в геденбергите может быть примесь иогансенитовой составляющей (до 20% ), а в гроссуляре — пиральспитовой (до 8 — 22% ); б) железорудное и полиметаллическое оруденение, как правило, связано с асс. железистого граната с салитом; при этом в железорудных и меднорудных С. м. пироксен обычно представлен салитом с примесью геденбергитовой составляющей в пределах 6 — 20%, а в полиметаллических — отличается вариациями в железистости и значительным содержанием иогансенитовой составляющей, однако наиболее типичны мангансалиты и мангангеденбергиты; гранат железорудных, меднорудных и полиметаллических С. м. обычно содержит от 30 до 85% андрадитовой составляющей; в) безрудные скарновые парагенезисы характеризуются развитием чистых иогансенитов, мангандиопсидов, магнезиоиогансенитов и диопсидов, высокоглиноземистых гранатов и гранатов, андрадитовая составляющая которых не превышает 20 — 60%.

Гидротермальные месторождения

**Гидротермальные месторождения** (от *гидро...* и греч. therme — теплота, жар), большая группа месторождений полезных ископаемых, образующихся из осадков циркулирующих в недрах Земли горячих водных растворов, Выделяются 4 группы источников воды гидротермальных растворов: 1) магматическая вода, отделяющаяся из магматических расплавов в процессе их застывания и формирования изверженных пород; 2) метаморфическая вода, высвобождающаяся в глубоких зонах земной коры из водосодержащих минералов при их перекристаллизации; 3) захороненная вода в порах морских осадочных пород, приходящая в движение вследствие смещений в земной коре или под воздействием внутриземного тепла; 4) метеорная вода, проникающая по водопроницаемым пластам в глубины Земли. Минеральное вещество, находящееся в растворе, при отложении которого формируются **Гидротермальные месторождения,** может быть выделено остывающей магмой или мобилизовано из пород, сквозь которые фильтруются подземные воды. **Гидротермальные месторождения** формировались в широком интервале от поверхности Земли до глубины свыше 10 *км*; оптимальные условия для их образования определяются глубиной от нескольких сот *м* до 5 *км*. Начальная температура этого процесса могла соответствовать 700—600 °С и, постепенно снижаясь, достигать 50—25 °С; наиболее обильное гидротермальное рудообразование происходит в интервале 400—100 °С. На раннем этапе вода существовала как пар, который при постепенном охлаждении конденсировался и переходил в жидкое состояние. Это был истинный ионный раствор комплексных соединений различных элементов, выпадающих при изменении давления, температуры, кислотно-щелочной и окислительно-восстановительной характеристик. Их отложение могло происходить в открытых полостях и вследствие замещения пород, по которым протекали гидротермальные растворы: в первом случае возникали жильные, а во втором — метасоматические тела полезных ископаемых. Наиболее распространённой формой гидротермальных тел являются жилы, штокверки, пластообразные и неправильные по очертаниям залежи. Они достигают длины несколько *км* при ширине от несколько *см* до десятков *м*. Гидротермальные тела окаймлены ореолом рассеяния составляющих их элементов (первичные ореолы рассеяния), а прилегающие к ним породы бывают гидротермально преобразованы. Среди процессов гидротермального изменения пород наиболее распространено их окварцевание, а также щелочное преобразование, при привносе калия приводящее к развитию мусковита, серицита и глинистых минералов, а под воздействием натрия — к образованию альбита. По составу преобладающей части минералов выделяются следующие главнейшие типы гидротермальных руд: 1) сульфидные, формирующие месторождения меди, цинка, свинца, молибдена, висмута, никеля, кобальта, сурьмы, ртути; 2) окисные, типичные для месторождений железа, вольфрама, тантала, ниобия, олова, урана; 3) карбонатные, свойственные некоторым месторождениям железа и марганца; 4) самородные, известные для золота и серебра; 5) силикатные, создающие месторождения неметаллических полезных ископаемых (асбест, слюды) и некоторые месторождения редких металлов (бериллий, литий, торий, редкоземельные элементы). Гидротермальные руды отличаются большим количеством входящих в их состав минералов. Обычно они неравномерно распределены в контурах рудных тел, образуя чередующиеся зоны повышенной и пониженной их концентрации, определяющие первичную минеральную и геохимическую зональность гидротермальных месторождений. Существует несколько вариантов генетических классификаций. Американский геолог В. Линдгрен (1907) предложил выделять среди них 3 класса, учитывающих глубину и температуру образования (гипотермальный, мезотермальный и эпитермальный). Другой американский геолог А. Бэтман (1940) намечал 2 класса месторождений — отложенных в пустотах и образовавшихся путём замещения. Швейцарский геолог П. Ниггли (1941) разделял эти месторождения по признакам их отношения к магматическим породам и температуре формирования. Советский геолог М.А. Усов (1931) и немецкий геолог П. Шнейдерхён (1950) расчленяли **Гидротермальные месторождения** по уровню застывания рудоносных магм. Советские геологи С.С. Смирнов (1937) и Ю.А. Билибин (1950) группировали **Гидротермальные месторождения** по их связи с тектономагматическими комплексами изверженных горных пород. В.И. Смирнов (1965) предложил группировать **Гидротермальные месторождения** по естественным ассоциациям слагающих их минеральных комплексов, отражающим их генезис. **Гидротермальные месторождения** имеют огромное значение для добычи многих важнейших полезных ископаемых. Особенно они существенны для получения цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. **Гидротермальные месторождения**, кроме того, служат источником добычи асбеста, магнезита, плавикового шпата, барита, горного хрусталя, исландского шпата, графита и некоторых драгоценных камней (турмалин, топаз, берилл).

Список литературы

1.Годлевский М.Н., Магматические месторождения, в книге: Генезис эндогенных рудных месторождений, М., 1968; Смирной В.И., Геология полезных ископаемых, 2 изд., М., 1969.

2. В.И. Смирнов. (Проблемы метасоматизма, 1969, 1970; Пилипенко, 1939; Шахов, 1947; Коржинский, 1948, 1953; Карпова, Ивашенцов, 1954; Жариков, 1966, 1970; Шабынин, 1966, 1970 и др.). В. А. Рудник.

3. Смирнов С.С., О современном состояния теории образования магматогенных рудных месторождений, «Записки Всероссийского

4. Ферсман А.Е., Пегматиты, 3 изд., т. 1, М.— Л., 1940

5. Гинзбург А.И. [и др.], Редкометальные карбонатиты, в кн.: Геология месторождений редких элементов, в. 1, М., 1958;

Размещено на http://www.