

Лекция

Карбонатитовые месторождения

Общая характеристика. Особенности минерального и химического состава пород, структурно геологическая позиция их массивов. Карбонатитовые тела. Физико-химические условия образования карбонатитов. Геологический возраст месторождений. Гипотезы образования пегматитов (магматическая, гидротермальная и комбинированная гипотезы). Примеры месторождений.

Карбонатиты представляют собой существенно карбонатные породы, пространственно и генетически связанные со щелочно-ультраосновными магматическими комплексами платформенного типа. Они образуют самостоятельную группу месторождений, сравнительно редко встречающуюся и содержащую полезные ископаемые, лишь недавно вовлеченные в промышленное использование: это руды ниобия, редких земель, апатита, флогопита, вермикулита, а также повышенные концентрации магнетита, циркония, тантала, стронция.

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).

Карбонатитовые месторождения связаны только с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы с комплексами ультраосновных щелочных пород. Залежи карбонатитов образуют штоки, конические дайки, падающие к центру массива, кольцевые дайки, падающие в противоположную сторону, радиальные дайки. Трубообразные карбонатитоносные интрузии ультраосновного – щелочного состава в плане характеризуются концентрически зональным строением за счет

многофазового внедрения магмы. В них выделяют четыре главные группы пород: 1) ранние ультраосновные (дуниты, перидотиты, пироксениты); 2) щелочные (щелочные и нефелиновые сиениты); 3) ореолы вмещающих пород, подвергшихся щелочному метасоматозу и превратившихся в фениты; 4) карбонатиты (рис. 18)

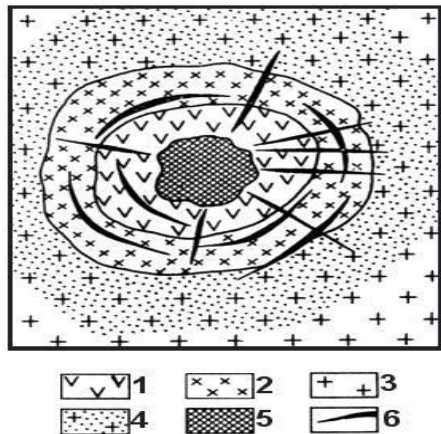


Рис. Общая схема строения карбонатного месторождения:

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

Причем зональность может быть различна. Так, на Ковдорском массиве от периферии к центру наблюдаются дуниты-перидотиты, щелочные породы, ореолы метасоматических пород – фенитов, карбонатитов. На Кондерском массиве зональность обратная – в центре ультраосновные породы, на периферии щелочные породы и карбонатиты (рис.).

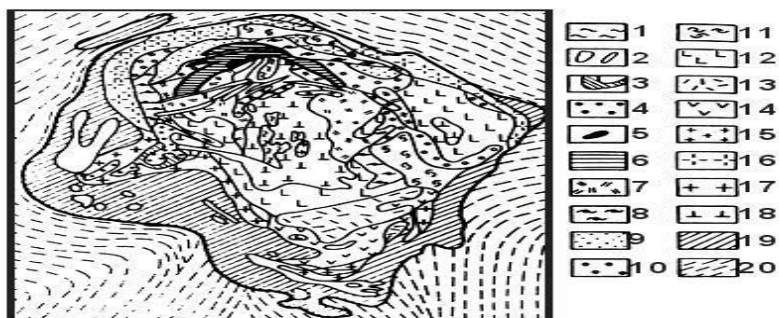


Рис. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива: 1 – сунгулитовые породы; 2 – карбонатиты; 3 – апатит-форстеритовые породы; 4 – магнетитовые руды; 5 и 6 – флогопит-диопсид-форстеритовые гигантозернистые (5) и средне- и крупнозернистые (6) породы; 7 – оливиниты флогопитизированные и диопсидизированные; 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.

По условиям формирования среди карбонатитовых массивов можно выделить «открытые» и «закрытые». К первым относятся массивы, достигшие дневной поверхности. В этом случае возникали вулканы, жерла которых выполнены эффузивами. Массивы такого типа широко распространены в Африке, Восточной Сибири (Гулинский – 2000 км²); их площадь изменяется от одного до десятков квадратных километров. В них устанавливается вертикальная зональность: с глубиной уменьшается количество карбонатитов и щелочных пород и увеличивается количество гипербазитов.

«Закрытые» или «сложные» массивы в период формирования не имели выхода на дневную поверхность. Максимальное развитие в них карбонатитов отмечается на более глубоких горизонтах, чем в «открытых» массивах.

Карбонатитовые месторождения могут образовываться на разных глубинах. Выделяют следующие уровни (фаии) глубинности: 1) поверхностный 1-1,5 км (вулканическая и субвулканическая фаии); 2) малый 2,5-3 км (гипабиссальная фаия); 3) средний 5-6 км (мезоабиссальный); 4) глубокий 8-10 км (абиссальный).

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, плейчатая, структура – разнозернистая.

Генезис карбонатитов до настоящего времени считается вопросом дискуссионным. Превалирующими являются две гипотезы: собственно магматическая и гидротермально-метасоматическая.

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 880-558°C. Последнее обстоятельство позволило поставить вопрос о явлении магматической ликвации с отделением карбонатного расплава при температуре 900±50°C. 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 аксессуарных минералов карбонатитов от состава замещаемых силикатных пород; избирательный характер карбонатного метасоматоза.

Комплексная гипотеза. Карбонатиты имеют комбинированное происхождение, их образование начинается на магматическом этапе и продолжается на гидротермальном. Каждый этап включает несколько стадий, связанных с последовательным внедрением порций магматических расплавов: ультраосновного, щелочного, карбонатного, а также различных по составу и температурам порций гидротермальных растворов. Внедрение расплавов и растворов осуществляется по цилиндрическим, коническим, радиальным трещинам в остывающем многофазовом интрузиве.

Примеры месторождений. Карбонатиты имеют важное промышленное значение. С ними связаны основные ресурсы тантала, ниобия, редких земель, существенные запасы титана, железных руд, флюорита, флогопита, апатита и др.

Минеральные типы рудоносных карбонатитов отвечают различным уровням их возникновения и последующего эрозионного среза.

На глубине 3-6 км от поверхности формируются железо, ниобий, фосфор. В средней зоне (3-2,5 км) – ниобий, тантал, редкие земли, церий, селен, фосфор, железо, флогопит. В верхней зоне из постмагматических (посткарбонатитовых) растворов образуются флюорит, барит, стронцианит. И в приповерхностной зоне накапливаются торий, редкие земли.

Главными типами промышленных месторождений являются следующие: *apatит-магнетитовые карбонатиты* известны на Кольском полуострове (Ковдорское), в Африке, Канаде, Бразилии; запасы железной руды достигают сотен миллионов тонн при содержании железа от 20 до 70%; запасы апатита сопоставимы по масштабам при содержании P_2O_5 10 – 15 %; *флогопитовые карбонатиты*, образованные на контакте железо-магнезиальных пород со щелочными и представленные крупными зонами слюд, флогопитовыми жилами и прожилками. В коре выветривания по флогопитам на Ковдорском месторождении образуются богатые залежи вермикулитовых руд; *сульфидоносные карбонатиты*- месторождение медных руд Палабора (ЮАР) с запасами меди 1,5 млн. т. , а также свинцово-цинковые руды Южная Сибирь

Проектное задание: Изучить особенности формирования карбонатитовых месторождений.

Вопросы для самоконтроля знаний:

1. Что такое карбонатиты?
2. С какими комплексами пород связаны карбонатиты?
3. В каких геологических обстановках образуются карбонатиты?
4. Форма рудных тел карбонатитов.

5. Типоморфные минералы карбонатитов.
6. Зональность карбонатитовых месторождений
7. Какие выделяются группы карбонатитов по составу полезных ископаемых?
8. Какие геологические структуры контролируют карбонатитовые месторождения полезных ископаемых?
9. Назовите отличие «открытых» и «закрытых» карбонатитов.
10. Глубины образования карбонатитов

Альбитит-грейзеновые месторождения

Общая характеристика альбитит-грейзеновые месторождения. Геохимическая перегруппировка породообразующих элементов и типоморфных металлов при формировании альбититов и грейзенов. Физико-химические условия месторождений. Полезные ископаемые и примеры альбититовых и грейзеновых месторождений.

Альбититы и грейзены объединяют общность происхождения, локализация и источник рудообразующих веществ. В общем типичном случае они связаны с апикальными (верхушечными) выступами массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород, подвергшихся постмагматическому щелочному метасоматозу. При этом вследствие натрового метасоматоза, апикальные части гранитных куполов и их апофиз были альбитизированы, а избыток калия вынесен и связан в грейзенах, сформировавшихся вблизи кровли интрузивов среди вмещающих пород. В результате перегруппировки компонентов в альбититах накапливается натрий, а в слюдяных грейзенах – калий. При этом происходит рафинирование породы от металлических элементов – примесей и переотложение их частично в альбититах, а частично в грейзенах. В альбититах накапливается цирконий, ниобий и торий, а в грейзенах – беррилий, литий, олово, вольфрам.

Единство процесса возникновения альбититов и грейзенов не всегда приводит к их совместному образованию и нахождению. Формирование альбитит-грейзеновых месторождений происходило за счет воздействия восходящих горячих и химически агрессивных растворов на раскристаллизовавшуюся интрузивную породу. Постмагматические растворы являлись производными тех же кислых или щелочных магм, из которых формировались интрузивы. «Пропитывая» всю массу уже застывших интрузивов по пути следования вверх к кровле интрузива, растворы перегруппировывали порообразующие элементы.

Вначале развивался *калиевый метасоматоз* – ранняя *микроклинизация*, которая происходила обычно в ядерных частях массива при температурах 650-580°C в обстановке повышенных давлений. Затем происходила инверсия процесса и активизировался *натриевый метасоматоз* при температурах 550-400°C, что приводило к ранней *альбитизации* периферических зон массивов в условиях пониженного давления. Процесс происходил на фоне восходящей кислотности раствора. При этом калий выносился и сменялся натрием. Растворы оставались ещё надкритическими.

Максимальная кислотность растворов наступала в следующую стадию метасоматоза – *стадию грейзенизации*. Растворы, поднимаясь к кровле массивов, переходили в гидротермальные. Температуры при этом снижались от 450 до 200°C. В условиях повышенной активности фтора, бора из интрузивных пород выносились щелочи, алюминий, рудные элементы примеси. Так, в верхних частях интрузивов и над ними формировались грейзены.

В природе чаще имеются грейзеновые месторождения без альбититов и альбититовые без грейзенов.

Альбититовые и грейзеновые месторождения формировались в среднюю и позднюю стадии геосинклинального цикла, а также при активизации магматической деятельности на древних платформах. Альбитизация характерна для щелочных метасоматитов древних щитов, для

контактных частей щелочных массивов (каледониды Тянь-Шаня) для районов распространения скарновых месторождений (Северный и Средний Урал), для рудных полей грейзеновых и апогранитовых месторождений (Забайкалье). За границей значительные месторождения альбититов и грейзенов известны в Индонезии, Китае, Бирме, Австралии, Южной Америке, Испании, Чехословакии и др.

При общности физико-химических условий образования альбититовых и грейзеновых месторождений они различаются в деталях процесса. Альбититы возникают раньше, из более высокотемпературных щелочных надкритических растворов в тыловой части метасоматической колонны, а грейзены – позже, из менее высокотемпературных кислых растворов по фронту метасоматоза.

Альбититовые месторождения

Термин альбититы возник в советской геологической литературе в пятидесятых годах после обнаружения А. Беусом этих месторождений в Восточном Забайкалье. Они представляют собой штокообразные массы метасоматически преобразованных куполов и апофиз материнских изверженных пород, достигающие по площади нескольких квадратных км.

Альбитит представляет собой лейкократовую породу, в которой на фоне основной мелкозернистой альбитовой массы наблюдаются порфиновые выделения кварца и микроклина, а также пластинки слюды и реже щелочного амфибола. Различные альбититы характеризуются единым парагенезисом главных минералов, состоящим из альбита, микроклина и кварца. Для этих месторождений обычна вертикальная зональность, которая выражается в развитии следующих зон (снизу вверх): биотитовые граниты (Mi, Pl, Q; Vi), двуслюдяные граниты (Mi, Pl; Q; Vi, Mus), альбитизированные граниты (Mi, Ab, Q, Mus), альбититы (Ab, Q, Mus), грейзены (Mus, Q).

В зависимости от состава исходных пород меняется и состав полезных ископаемых в альбититах различного происхождения: в альбититах по гранитам нормального ряда ведущим является бериллий (берилл); в

альбититах по гранитам субщелочного ряда – литий, рубидий, тантал и ниобий (лепидолит); в альбититах по гранитам щелочного ряда – цирконий, ниобий, иттриевые редкие земли (циркон, танталит-колумбит, пирохлор). Содержание компонентов: ниобия до 0,3%; циркония до 0,7%; лития до 0,05-0,06%.

Грейзеновые месторождения

Грейзен – старинный термин немецких рудокопов (greisen – по-немецки «расщепление»). Такое название связано с тем, что типичный грейзен состоит из легко расщепляющегося агрегата слюды – мусковита, кварца, местами турмалина, топаза, флюорита и рудных минералов.

Главная масса грейзенов формировалась в апикальных выступах гранитных массивов и алюмосиликатных породах их кровли (песчаники, сланцы, эффузивы и туфы); реже они возникали в основных и карбонатных породах кровли (рис.).

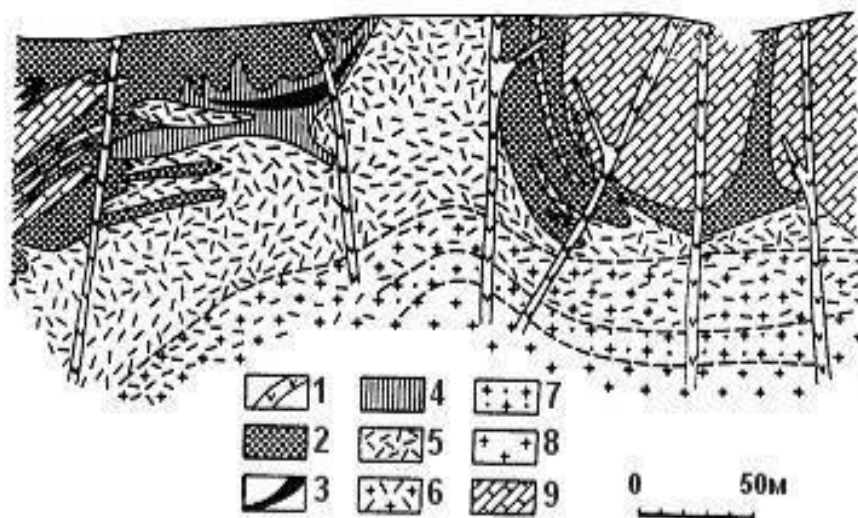


Рис. 23. Схематический поперечный геологический разрез грейзенового месторождения в известняках у контакта с гранитом. 1 – порфиритоиды; 2 – слюдисто-флюоритовые грейзены; 3 – диаспор-топаз-флюоритовые грейзены; 4 – топаз-флюоритовые грейзены; 5 – кварц-топазовые грейзены; 6 – сильно грейзенизированные граниты; 7 – умеренно грейзенизированные граниты; 8 – слабо грейзенизированные граниты; 9 – известняки.

Грейзены, возникающие в различных породах, обладают зональным строением и характерным набором фаций (рисунок). В связи с тем, что

грейзены располагаются как среди магматических пород, так и в породах кровли, среди них выделяются: эндогрейзены и экзогрейзены.

Грейзеновые месторождения имеют форму: 1) штоков, возникающих при массовом метасоматозе; 2) штокверков, образующихся по густой сети мелких трещин; 3) жил, следующих вдоль разобщенных трещин. Первые формы преобладают среди эндогрейзенов, последние – среди экзогрейзенов.

В грейзенах всех разновидностей сосредоточены ресурсы: 1) олова (касситерит); 2) вольфрама (вольфралит); 3) лития (лепидолит, циннвальдит); 4) бериллия (берилл, хризоберилл). Известны месторождения простые однометальные и комплексные: оловянно-вольфрамовые, вольфрам-молибденовые, молибден-берилловые (Спокойненское в Забайкалье, Акчатау в Казахстане), касситерит-топаз кварцевый (Этыка в Забайкалье) и комплексный вольфрамит-молибденит-топаз-кварцевый (Восточный Коунрад (Казахстан) с ниобием, танталом, цирконием, торием, оловом, вольфрамом, молибденом, бериллием, висмутом).

Проектное задание: Изучить особенности формирования альбитит-грейзеновых месторождений.

Вопросы для самоконтроля знаний:

1. Что такое альбититы?
2. Что такое грейзены?
3. С какими магматическими породами связано формирование альбитов и грейзенов?
4. Формы рудных тел грейзенов и альбититов.
5. Что такое эндо- и экзогрейзены?
6. Физико-химические условия образования альбитит грейзеновых месторождений.
7. Полезные ископаемые альбититовых месторождений.
8. Полезные ископаемые грейзеновых месторождений.

Скарновые месторождения

Общая характеристика. Эндо и экзоскарны. Скарновые тела полезных ископаемых. Разновидности скарнов (известковые, магнезиальные, силикатные). Зональное строение скарновых залежей. Физико-химические условия образования скарнов. Генетические гипотезы. Полезные ископаемые скарнов (скарновые месторождения железа, вольфрама и молибдена, меди, цинка и свинца).

Скарнами обычно называют породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем в приконтактной области интрузивов среди карбонатных, реже силикатных пород. Выделяют экзоскарны, располагающиеся за пределами интрузий, и эндоскарны, находящиеся внутри последних. Отмечается большое разнообразие скарновых тел. Преобладают экзоскарны, локализующиеся непосредственно в зоне контакта интрузивов.

Форма залежей скарновых месторождений обычно сложная и разнообразная. Это пласты, линзы, штоки, трубы, жилы, гнезда и сложные комбинированные залежи. Наиболее крупными являются пластовые и пластообразные скарновые тела, протягивающиеся иногда на 2000-2500 м при мощности до 200 м.

По составу исходных пород скарны разделяются на три типа: известковый, магнезиальный и силикатный.

Известковые скарны наиболее распространены в природе и образуются по известнякам. Их состав: гранаты ряда гроссуляр-андрадит и пироксены ряда диопсид-геденбергит. Иногда широко развиты везувиан, волластонит, скаполит, амфиболы и эпидот.

Магнезиальные скарны более редки. Они возникают при замещении доломитов и состоят из диопсида, форстерита, шпинели, флогопита, серпентинита, людвигита и реже других минералов.

Силикатные скарны относятся к редким образованиям. Они формируются по гранитоидам, порфирам и их туфам, траппам. Для их минерального состава наиболее характерен скаполит.

Для скарнов характерны друзовые, крустификационные, полосчатые, массивные и вкрапленные текстуры.

Скарновым залежам свойственно зональное строение. В общем случае в следующем виде происходит смена минерального состава. Неизменные граниты по направлению к контакту с вмещающими породами сменяются осветленными, мусковитизированными гранитами. Они в свою очередь, переходят в околоскарновые породы или эндогенные скарны преимущественно гранатового состава. Вслед за этим зона экзоскарнов, которая переходит в гранатовые и пироксеновые скарны. С ними соприкасаются мраморизованные известняки, сменяющиеся неизменными известняками.

Эти образования известны с раннего докембрия и характерны для платформ, мобильных поясов и областей тектоно-матической активизации, где они ассоциируют с плагиогранитами, плагиосиенитами и траппами, производными базальтовой магмы; с гранодиоритами батолитов и гранитоидами малых интрузий. Скарны могут быть связаны с любыми фазами интрузивного процесса, иногда со всеми.

Геологические структуры скарновых образований определяются: - поверхностью контакта изверженных пород по отношению к слоистости вмещающих толщ. Согласный контакт менее благоприятен. Секущий - благоприятный, морфология тел при этом обычно сложная; -слоистость вмещающих пород обеспечивает выборочное развитие метасоматоза по определенным пластам пород и вдоль их контактов; -секущие тектонические разрывы локализуют скарны, формируя жильные тела, служат каналами, обеспечивающими проникновение скарнообразующих растворов, определяют условия размещения оруденения на поздних стадиях скарнообразования.

Физико-химические условия образования. Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газовой-жидких водных растворов. Они прогревают окружающие породы, приводя к их перекристаллизации без привноса новых веществ.

При становлении любого интрузивного тела вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются контактовые роговики, по песчаникам — кварциты, по известнякам — мраморы. Зоны таких преобразований получают развитие вокруг интрузий при любых глубинах и давлении. С другой стороны наблюдается влияние флюидов, выделяющихся в процессе отвердевания интрузии в её эндо- и экзоконтактах. Глубины скарнообразования оптимальны на интервале 0,2 — 0,5 км.

Температурный диапазон формирования скарнов: известковых от 1000 до 400°C, магнезиальных магматической стадии от 1000 до 650°C, магнезиальных послемагматической стадии от 650 до 450°C.

Процесс образования скарновых месторождений многостадийный. Так, на полиметаллическом скарновом месторождении Верхнее (Приморский край) минералообразование протекало в четыре стадии: 1) предрудную скарновую — волластонит-гранатовую (свыше 600°C), 2) скарново-сульфидную (600-400°C), 3) сфалерито-галенитовую (350-120°C), 4) халцедон-кальцитовую (100-20°C), минералы которых отлагались в виде друз в открытых полостях. Таким образом начальная температура скарнообразования не превышает 900°C, а конечная 100-50 °C.

Происхождение скарнов и скарновых месторождений наиболее детально рассматривается в двух гипотезах — инфильтрационно-диффузионной, разработанной Д. С. Коржинским, и стадийной, предложенной П. П. Пилипенко.

При *инфильтрационном процессе* постмагматические растворы могут привносить с собой компоненты, особенно рудные — Cu, Pb, Zn, W, Mo. Они

могут циркулировать по трещинам в экзоконтактах интрузий там откладывать минералы скарнов. Температуры таких растворов могут снижаться от 400 до 200°C и даже ниже.

При стадийной гипотезе П. П. Пилипенко считается, что главная масса вещества скарнов и руд привносится извне специфическими растворами. По мере снижения температуры состав привносимых веществ менялся, обуславливая минеральную зональность. Предполагается, что доминировали метасоматические процессы, протекавшие в шесть стадий.

Полезные ископаемые

Главная общепринятая систематика по составу полезных ископаемых: 1) железо (Магнитная гора, Уральский хребет); 2) вольфрам (провинции шеелитовых руд в скарнах - Среднеазиатская (Чарух-Дайрон), Хакасская и Южно-Уральская), 3) медь (Турьинские рудники на Урале, Чатыркум в Казахстане, Юлия в Восточном Саяне), 4) свинец-цинк (встречаются довольно часто - группа Тетюхе (мест. Верхнее) на Дальнем Востоке, Алтын-Топкан и Кансай в Средней Азии, Ютта, Нью-Мексико, Калифорния в США и другие), 5) молибден (встречаются редко, локализуются в контактовых зонах умеренно-кислых гранитов - Тырны-Ауз (Кавказ), 6) олово, 7) бор и другие.

Проектное задание: Изучить особенности формирования скарновых месторождений

Вопросы для самоконтроля знаний:

1. Что такое скарны?
2. Что такое эндо- и экзоскарны?
3. Какую форму рудных тел имеют скарновые месторождения?
4. Как разделяются скарны по составу исходных пород?
5. При каких температурах и давлениях образуются скарны?

Колчеданные месторождения

Общая характеристика. Геодинамические условия формирования. Рудные тела. Геологический возраст. Глубина, температура и давление

образования колчеданных месторождений. Этапы рудообразования. Кипрский тип серноколчеданных месторождений. Уральский тип медноколчеданных месторождений. Тип Куроко (рудноалтайский) колчеданно-полиметаллических месторождений.

К колчеданным относятся месторождения, руды которых сложены преимущественно сульфидами железа, с редким преобладанием пирита, пирротина, марказита, с которыми ассоциируют халькопирит, борнит, сфалерит, блеклые руды. Нерудные минералы развиты слабо и представлены обычно баритом, кварцем, кальцитом, серицитом, хлоритом, гипсом.

Изменения боковых пород, вмещающих колчеданные залежи, проявляются чаще всего в хлоритизации, серицитизации, окварцевании и пиритизации.

Колчеданные месторождения ассоциируют с базальт-риолитовыми или и вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития эвгеосинклиналей, возникают при метаморфизме, на месте геосинклинальных трогов, выполненных плутоническими и вулканическими производными базальтоидной магмы, а также их пирокластами, перемежающимися с прослоями терригенных осадков. В пределах этих поясов колчеданные месторождения вытягиваются прерывистыми цепями, длина которых достигает нескольких тысяч километров.

Рудные тела колчеданных месторождений имеют сложную конфигурацию. В них различают согласную с вмещающими породами пластообразную часть и систему секущих прожилково-вкрапленных руд. Типичные формы рудных тел – линзы, жилы - и пластообразные залежи и штоки, вкрапленные и прожилковые зоны. По текстурным особенностям различают массивные, слоистые и прожилково-вкрапленные руды.

Колчеданные залежи сопровождаются ореолами измененных вмещающих вулканогенных пород, превращенных в пиритизированные кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые и другие метасоматиты.

Рудокласты – обломки и катуны колчеданной руды в вулканогенно-осадочных отложениях.

Колчеданные руды служат сырьем для добычи серной кислоты, меди и цинка с попутным получением барита, золота, серебра и других металлов. Термин «колчеданы» введен русскими геологами. На английском языке они называются «Cupryferous pyritic deposits» (медно-железистые пиритистые отложения).

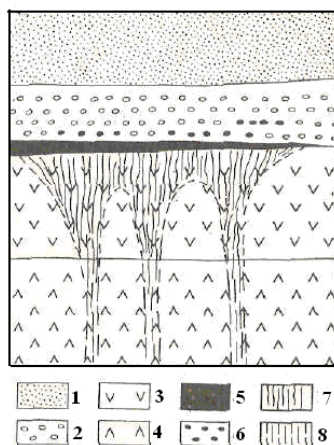


Рис. Общая схема строения колчеданного месторождения. Туфы и конгломераты: 1-кислого состава, 2-среднего состава, эффузивы: 3-кислого состава, 4-среднего и основного состава, 5-массивная колчеданная руда, 6-горизонты рудокластов, 7-прожилково-вкрапленная руда среди гидротермально измененных пород, 8- зоны смятия и дробления

Все колчеданные месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газогидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. Часть рудного вещества этих потоков отлагается на путях их подъема, фильтруясь сквозь вулканические породы и формируя вулканогенные гидротермально-метасоматические залежи прожилково-вкрапленных руд. Другая часть достигает дна геосинклинального бассейна и выпадает, образуя вулканические гидротермально-осадочные пластовые залежи массивных руд.

Геологический возраст. В архейском цикле образованы месторождения Канады, США, Австралии, Карелии. В протерозойское время возникли колчеданы Прибайкалья, Полярного Урала, Индии, ЮАР. Каледонские

колчеданы характерны Бурятии, Западных Саян, Канады, Бирмы. Герцинские колчеданные месторождения очень распространены Урал, Рудный Алтай, Казахстан, Испания и т.д. Киммерийские колчеданы известны на Кавказе, в Якутии. Японии. Альпийская металлогения - Турция, Греция, Франция, Куба и т.д.

Глубина, температура и давление образования колчеданных месторождений. Колчеданные месторождения формируются в начальную стадию геосинклинального цикла связи с базальтоидным вулканизмом. Большая часть полученных данных говорит о том, что колчеданные месторождения формировались в придонных частях палеоморей. При этом вулканогенно-осадочные пластовые залежи массивной руды отлагались при сравнительно низком давлении, а колонна подстилающих их прожилково-вкрапленных руд, уходящая до глубины свыше 1000 м, формировались в обстановке высокого давления. В первом случае давление определяется столбом морской воды, которое при глубине в 500 м составляло 5 МПа, а при максимальной глубине 10 000 м могло достигать 100 МПа.

Температуры образования колчеданных месторождений с учетом всех тонкостей – от переработки боковых пород до выпадения последних порций рудообразующих минералов - находится в широком интервале от 500 до 40 °С.

Этапы рудообразования. В общей истории колчеданного рудообразования достаточно отчетливо намечаются три этапа.

Первый (предрудный) этап обусловлен высокотемпературными кислыми газовыми растворами, приводящими к интенсивной перегруппировке минеральной массы вулканогенных пород, без заметного привноса вещества. В этих условиях возникают метасоматически измененные породы.

Второй (колчеданный) этап постепенно сменяет первый. В этот этап происходит накопление основной массы сульфидов железа из

гидротермальных растворов, циркулирующих вдоль трещин в измененных кварц-серицитовых породах.

Третий (рудный) этап отмечается лишь на некоторых колчеданных месторождениях. В отличие от первых слитных этапов, он отделяется длительным перерывом, во время которого минеральные массы ранних этапов могут претерпеть некоторый метаморфизм, тектонические деформации и внедрение даек изверженных пород.

Типы колчеданных месторождений. По составу руд, связям с различными вулканическими формациями, геодинамическим обстановкам колчеданные месторождения могут быть представлены следующими основными типами: серноколчеданным (кипрский тип), медно-колчеданным (уральский тип), колчеданно-полиметаллическим (алтайский тип или тип Куроко).

Серноколчеданные месторождения (кипрский тип). Образуются в спрединговых обстановках, связаны с базальтоидным вулканизмом, сложены пиритовыми рудами с небольшой примесью кварца. Месторождения этого типа известны на Кипре, Урале (Карабашское), Австралия (Броккен-Хилл), в Испании, Японии. Пирит служит источником для получения серной кислоты.

Медно-колчеданные (уральский тип), месторождения связаны с риолит-базальтовыми формациями и образуются в субдукционных обстановках. Руды представлены преобладающими сульфидами железа (пиритом, марказитом) и халькопиритом; второстепенные рудные минералы – сфалерит, пирротин, блеклые руды, галенит и др. Этот тип месторождений широко распространен и детально исследован в герцинских комплексах Урала (Сибай, Гай, Учалы, Блявинское).

Колчеданно-полиметаллические месторождения связаны с риолит-андезит-базальтовыми вулканогенными формациями. Главными рудными минералами являются пирит, сфалерит, галенит, реже халькопирит, среди жильных минералов преобладают кварц, барит. Месторождения данного типа развиты на Рудном Алтае (Риддер-Сокольное, Зыряновское, Тишинское), в

Прибайкалье (Холодненское), Забайкалье (Озерное), в Казахстане (Жайрем, Текели), в Грузии (Маднеули), в Японии (Куроко), в Испании (Рио-Тинто (рис. 36)).

Проектное задание: Изучить особенности формирования колчеданных месторождений.

Вопросы для самоконтроля знаний:

1. Какие месторождения относятся к колчеданным?
2. Какую форму имеют рудные тела колчеданных месторождений?
3. Что такое рудокласты?
4. На каких глубинах происходит образование колчеданных месторождений?
5. Какие температуры и давления характерны для колчеданных месторождений?