

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

Коваль И.К.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
учебное пособие по специальности геология 011100

Воронеж
2003

Утверждено научно-методическим советом геологического факультета
протокол № 7 от 29 мая 2003г.

Автор Коваль И.К.

Учебное пособие подготовлено на кафедре полезных ископаемых и
недропользования геологического факультета Воронежского
государственного университета.
Рекомендуется для студентов 4 - 5 курсов геологического факультета
дневного и заочного отделений.

ВВЕДЕНИЕ

Основные задачи науки

Учение о полезных ископаемых – это древнейшая наука, основной задачей которой является изучение закономерностей образования и распределения в земной коре скоплений минеральных веществ с промышленным содержанием ценных компонентов в количествах, экономически оправдывающих их добычу и переработку с целью использования в народном хозяйстве.

Знание этих закономерностей позволяет:

- рационально вести поиски месторождений,
- эффективно проводить разведочные работы,
- осуществлять выбор наиболее экономичных систем разработки месторождений и наилучшего способа переработки сырья.

Основные понятия учения о полезных ископаемых

Полезные ископаемые бывают газообразными, жидкими и твердыми. К газообразным полезным ископаемым относятся горючие и благородные газы, к жидким принадлежат нефть, подземные и поверхностные воды. Основная масса полезных ископаемых относится к твердым, которые используются в «сыром» виде (гранит, мрамор, глина), для извлечения из них ценных компонентов (металлы), в таком случае они называются рудой, могут использоваться целиком, но для дальнейшей переработки (соли), могут применяться кристаллы (пьезокварц, исландский шпат).

Месторождением называется участок земной коры, в котором в результате геологических процессов произошло накопление минерального вещества по количеству, качеству и условиям залегания пригодного для промышленного использования.

По промышленному использованию месторождения подразделяют на рудные или металлические, нерудные или неметаллические, горючие (каустобиолиты) и гидроминеральные. Каждая из этих групп делится на подгруппы. Так, рудные месторождения подразделяются на месторождения черных, цветных, легких, благородных, радиоактивных, редких и рассеянных металлов. Среди нерудных полезных ископаемых выделяют месторождения химического, агрономического, металлургического, технического и строительного минерального сырья. К горючим полезным ископаемым относятся месторождения нефтяные, горючих газов, углей, горючих сланцев и торфа. Гидроминеральные

месторождения разделяют на месторождения питьевых вод, технических, бальнеологических и минеральных.

Количество минерального сырья в недрах называется его запасами или ресурсами. Качество минерального сырья определяется содержанием в нем ценных и вредных компонентов. Качество многих неметаллических соединений связано с их физическими и химическими свойствами. Качество горючих полезных ископаемых определяется теплотворной способностью.

Минимальные запасы и содержание ценных компонентов, а также максимально допустимое содержание вредных примесей, при которых возможна эксплуатация месторождения, называют промышленными кондициями.

Понятия о месторождении, о кондициях не являются строго определенными, раз и навсегда заданными. Они изменяются по следующим причинам:

- 1) исторически, по мере изменения потребностей человечества в минеральном сырье: развитие цивилизации сопровождается неуклонным ростом потребления полезных ископаемых, что приводит к тому, что со временем разрабатываются месторождения с более бедными рудами;
- 2) совершенствование техники добычи и технологии переработки минерального сырья;
- 3) промышленные кондиции неодинаковы для разных природных условий и каждый раз определяются при помощи экономических расчетов.

Краткий исторический очерк

Развитие человечества немислимо без освоения полезных ископаемых. История развития представлений об условиях образования месторождений достаточно детально описана в учебниках (В.И.Смирнов, 1989; В.И.Старостин, П.А.Игнатов, 1997 и др.). В настоящем пособии приводится лишь краткий обзор материала.

Период зарождения современной горной промышленности и теории формирования месторождений полезных ископаемых в нашей стране связан с активной деятельностью Петра I и М.В.Ломоносова. Именно с появлением трудов М.В.Ломоносова зародилась наука о минеральных месторождениях.

Второй период развития горной промышленности и науки о полезных ископаемых связан с открытием в г. Санкт-Петербург горного училища, с 1834 г. – это институт горных инженеров, а позже Ленинградский горный институт. Выпускники института многое сделали для своей страны. Появляются новые районы горной добычи (наряду с Уралом, это Алтай,

Западная Сибирь, Забайкалье). Расширяется перечень полезных ископаемых, по объему добычи многих из которых Россия вышла на 1 место в мире.

Период развития капитализма в России связан с дальнейшим прогрессом геологических исследований. К добыче традиционных полезных ископаемых прибавились новые отрасли, среди которых исключительное место заняла разработка месторождений нефти и угля. Расширилась территория Российской Империи, включающая всю Сибирь, Дальний Восток, Кавказ, Казахстан и Среднюю Азию с их неповторимым набором разнообразных месторождений полезных ископаемых. Возросла необходимость научного осмысления все увеличивающегося объема фактических материалов. В 1882 году в Петербурге создан Геологический комитет. В его состав вошли выдающиеся ученые того времени – В.Обручев, М.Усов, А.Карпинский, А.Герасимов, И.Губкин, И.Мушкетов и др.

Советский период выделяется расцветом всех наук, в том числе геологии с ее важнейшей ветвью – учением о полезных ископаемых. Совершенствуется теория формирования месторождений минерального сырья. В этой связи должен быть особо отмечен значительный вклад в науку о полезных ископаемых большой группы ученых: А.Бетехтин, Ю.Билибин, И.Гинзбург, А.Заварицкий, Д.Коржинский, И.Магакьян, С.Смирнов, В.Смирнов, Н.Страхов, П.Татаринов, А.Ферсман и другие многочисленные ученые.

К концу XIX - началу XX в. в области теории формирования месторождений сложилось несколько мировых научных школ: американская, немецкая, французская, японская и русская.

В работах американских геологов преобладает анализ геологических структур, контролирующих процесс рудообразования, немецкая школа характеризуется выдающимися исследованиями вещественного состава руд, французская отличается содержательными работами в области региональной металлогении, японская – вулканогенного рудообразования, русская характеризуется анализом всесторонних связей условий образования месторождения с тектоникой, магматизмом, метаморфизмом.

Развитие учения о геологии полезных ископаемых помимо представителей русской школы связано с именами зарубежных ученых: А.Бэтмана, В.Линдрена, П.Ниггли, П.Рамдора, Г.Шнейдерхена, де Лоне, Эли де Бомона, П.Рутье, Т.Като, Т.Ватанабе и других ученых разных стран.

В новое время господствующую позицию в современных теориях занимает понятие о многообразии механизмов рудообразования, о многоэтапности и длительности формирования. Учение о полезных ископаемых окончательно стало на рельсы фундаментальной науки естествознания. В настоящее время геолог владеет всем арсеналом

научных методов: математическим и физическим моделированием, компьютерными технологиями, оценки минеральных ресурсов различных территорий, аэрокосмическими поисковыми системами, мощной буровой и геофизической аппаратурой, разнообразными тонкими приемами изучения минерального состава и строения месторождений. Только синтез этих знаний позволяет выдвинуть новые идеи, способные решить минерально-сырьевые проблемы человечества в XXI в.

ГЛАВА I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Площади распространения полезных ископаемых

В зависимости от масштабов проявления выделяются следующие категории рудоносных площадей: провинция, область (пояс, бассейн), район (узел), поле, месторождение, рудное тело.

К *провинциям* относят крупные структурные элементы земной коры, относящиеся к платформам, складчатому поясу, дну морей и океанов с размещенными в их пределах свойственными им месторождениями.

Область полезных ископаемых входит составным элементом в провинцию, она характеризуется набором определенных по составу и происхождению месторождений полезных ископаемых, приуроченных к тектоническим элементам первого порядка (мульдам, поднятиям, грабенам и др.). Вытянутые линейные области, приуроченные к прогибам, глубинным разломам, рифтовым системам, называют рудными поясами. Бассейны полезных ископаемых представляют собой области непрерывного или почти непрерывного распространения пластовых полезных ископаемых.

Рудным районом называют местное скопление месторождений в пределах более крупных таксонов (провинций, областей, поясов и бассейнов), приуроченное к определенным тектономагматическим и литолого-фациальным обстановкам. В случае концентрации серии месторождений определенных видов полезных ископаемых к местам пересечения разломов, такой район называют рудным узлом.

Рудное поле представляет собой небольшой участок земной коры, в пределах которого располагаются одновременно образовавшиеся, генетически родственные месторождения и объединяемые единством геологической структуры.

Рудным телом называется локальное скопление природного минерального сырья, приуроченное к определенному структурно-геологическому элементу или их комбинации.

Морфология тел полезных ископаемых

Рудные тела чрезвычайно разнообразны по форме. Можно выделить лишь главные типы рудных тел: пласты, линзы, жилы, трубы или столбы, штокверки, штоки, тела неправильной формы, гнезда, комбинированные залежи.

Пластами называют плоские тела полезных ископаемых, образующиеся в водных бассейнах синхронно с вмещающими осадочными породами. Метасоматические тела, развивающиеся по отдельным пластам осадочных пород, приобретают характер *пластообразных* залежей. Различают пласты простые (без прослоев породы) и сложные (с прослоями породы), *крутопадающие*, с углами падения более 45° , и *пологопадающие*, с углами падения менее 45° .

Линзы представляют собой плоские тела дискообразной или лентообразной формы.

Жилы – это трещины в горных породах, выполненные минеральным веществом, но имеются и метасоматические *жилообразные* тела. Выделяют следующие элементы жил: зальбанды – контакты жилы с вмещающими породами; апофизы – ответвления, отходящие от жил в боковые породы. В пределах жил обособляются участки с повышенным содержанием полезных компонентов, их называют *рудными столбами*. По особенностям морфологии среди жил выделяются четковидные, камерные, седловидные, лестничные и оперенные (рис. 1).

Трубы, трубки и трубообразные и столбообразные залежи представляют собой удлиненные по одной оси рудные тела. Они часто имеют форму удлиненных, опрокинутых вершиной на глубину конусов.

Штокверк – это некоторый объем горных пород, интенсивно рассеченных разноориентированными системами коротких трещин, по которым развивается рудная минерализация. Часто между трещинами располагается вкрапленное оруденение. Штокверковую форму имеют некоторые месторождения меди, молибдена, олова, вольфрама, асбеста и других полезных ископаемых (рис.2).

Штоком называется более или менее изометричная залежь сплошного или почти сплошного минерального сырья. Примером могут служить штоки каменной соли, гидротермально-метасоматические медно-порфиновые, скарновые и грейзеновые месторождения (рис.3).

Гнездом называется не крупное локальное скопление полезных ископаемых. К ним принадлежат тела некоторых месторождений золота, свинца и цинка, хромитовых, ртутных и других руд.

Помимо перечисленных простых форм рудных тел полезных ископаемых в природе встречаются сложные залежи, представляющие собой их комбинацию.

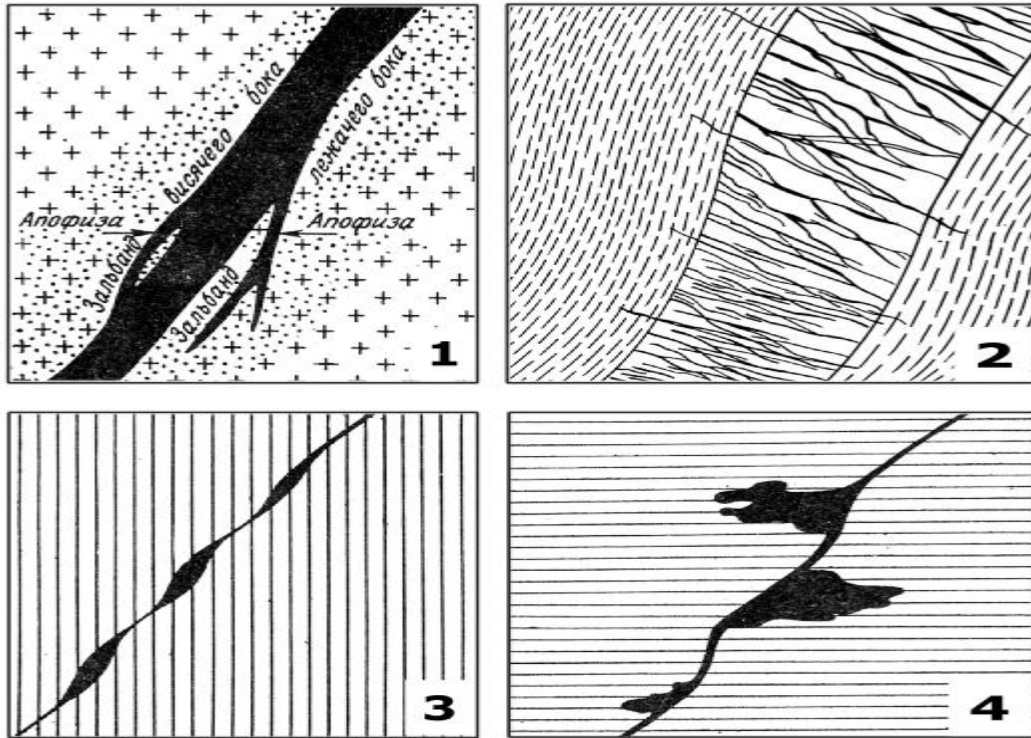


Рис.1. Различные типы жил: 1- простая жила; 2- лестничные жилы; 3 – четковидная жила; 4 – камерная жила.

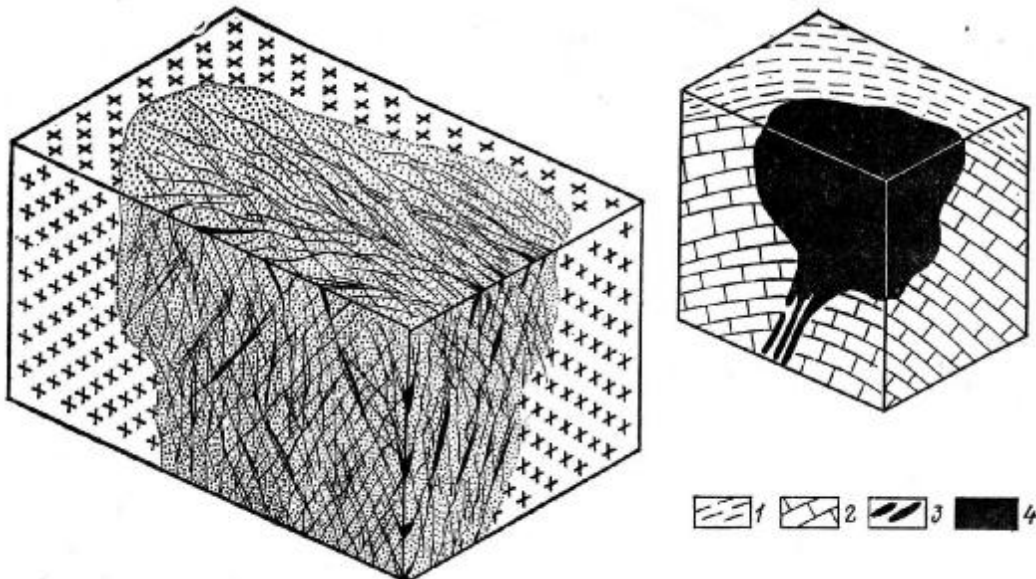


Рис.2. Штокверк.

Рис.3. Шток: 1 - сланцы; 2 – известняки; 3 - зона трещиноватости; 4 – рудное тело.

Минеральный и химический состав полезных ископаемых

Месторождения неоднородны по составу: помимо рудных (ценных) обычно есть сопутствующие минералы (их часто называют жильными).

По химическому составу выделяются следующие типы руд:

- 1) оксидные – в форме оксидов и гидроксидов, характерные для месторождений железа, марганца, олова, урана, хрома, алюминия;
- 2) силикатные – наиболее типичны для неметаллических полезных ископаемых (слюды, асбест и др.);
- 3) сернистые – в виде сульфидов, арсенидов, антимонидов меди, цинка, свинца, никеля, сурьмы и других элементов;
- 4) карбонатные – свойственные некоторым месторождениям железа, марганца, магния, свинца, цинка, меди;
- 5) сульфатные, к которым относятся месторождения бария, стронция и других элементов;
- 6) фосфатные, образующие месторождения фосфора;
- 7) галоидные – типичные для месторождений солей и флюорита;
- 8) самородные – сложенные самородными металлами и сплавами.

Среди нерудных преобладают кварц, карбонаты, хлорит, турмалин, тремолит, серицит, каолинит.

По соотношению рудных и нерудных минералов выделяют руды массивные или сплошные (рудных минералов больше 80%) и вкрапленные (рудных минералов меньше 80%). Массивные руды характерны для руд железа, марганца, хрома, меди, свинца, цинка, графита, серы. Вкрапленные руды наблюдаются в золоторудных месторождениях, молибден-вольфрамовых, оловорудных, никелевых, асбеста, слюд.

По составу руды бывают простые (монометальные) – железа, хрома, алюминия, марганца, асбеста, графита и сложные (комплексные) – медно-молибденовые, полиметаллические, содержащие, кроме свинца и цинка, медь, золото, серебро, никель, германий, индий, кадмий и т.д.

Минеральное вещество, составляющее полезное ископаемое, обладает соответствующей текстурой и структурой.

Структура руды определяется формой, размерами и взаимоотношениями зерен слагающих ее минералов.

Текстура руды определяется формой, размерами и взаимоотношениями агрегатов зерен.

Этапы и стадии минералонакопления

Процессы минералонакопления при формировании месторождений по длительности сопоставимы с геологической шкалой времени. Они протекают в течение этапов и стадий.

Этапом называется длительный период, когда происходило накопление руд одного генетического типа, например, магматического, пегматитового и др. Обычно месторождения формируются в один этап, реже в два и более.

Стадии фиксируют части этапов, в течение которых происходило накопление минералов определенного состава. Стадия отделяется одна от другой перерывом в минерализации. Критериями для выделения стадий служат пересечение разновозрастных жил, брекчирование и цементация минеральных агрегатов ранних стадий более поздними, контрастным изменением физико-химических параметров процессов минералообразования.

Минеральные ассоциации последовательных стадий называют минеральными генерациями. Выделяют *парагенетические минеральные ассоциации* (или парагенезисы), в которые объединяют совместно залегающие агрегаты минералов, имеющие общее происхождение и отлагавшиеся в определенной последовательности.

Руды, образовавшиеся синхронно с вмещающими породами, называют сингенетическими, а возникшие в уже существовавших породах – эпигенетическими.

Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых

Месторождения полезных ископаемых формируются в процессе дифференциации при круговороте минеральных масс в эволюционном развитии земли. В соответствии с этим все месторождения полезных ископаемых разделяются на три серии: *магматогенную, экзогенную и метаморфогенную*. Каждая серия в свою очередь подразделяется на группы, а последние на классы.

Магматогенные (глубинные, гипогенные, эндогенные) месторождения полезных ископаемых связаны с внутренней энергией земли. Местом их локализации служат глубинные геологические структуры, определяющие условия накопления минеральных веществ, морфологию, состав и строение тел полезных ископаемых.

Магматическая группа объединяет месторождения, образовавшиеся при застывании фракций магматических расплавов, в которых сконцентрировались ценные минеральные соединения.

Карбонатитовая группа формировалась из расплавов, связанных с ультраосновными щелочными интрузиями центрального типа.

Пегматитовая группа включает месторождения, представляющие собой порции застывших расплавов кислой и щелочной магм, подвергшиеся метасоматическому воздействию горячих минерализованных газоводных растворов.

Альбитит-грейзеновая группа создана постмагматическими щелочными растворами в апикальных частях массивов кислых и щелочных пород.

Скарновая или контактово-метасоматическая группа охватывает месторождения, возникшие в результате метасоматоза в области разогретых контактов остывающих массивов магматических пород и примыкающих к ним карбонатсодержащих осадочных и эффузивно-осадочных толщ.

Гидротермальная группа образуется в глубинах земной коры вследствие отложения минеральных веществ из горячих минерализованных газоводных растворов.

Колчеданная группа включает месторождения, возникшие в связи с поствулканической газогидротермальной деятельностью базальтовой магмы.

Экзогенные (поверхностные, гипергенные, седиментогенные) месторождения связаны с геохимическими процессами, протекавшими в прошлом и развивающимися в настоящее время на поверхности и в приповерхностном слое Земли. Местом накопления минеральных веществ служат: 1) поверхность планеты; 2) приповерхностная зона до уровня грунтовых вод; 3) дно болот, рек, озер, морей и океанов. Формирование экзогенных месторождений связано с механической, химической и биохимической дифференциацией вещества земной коры под влиянием солнечной энергии. В этой серии выделяются три группы месторождений: группа выветривания, россыпные и осадочные.

Месторождения выветривания связаны с корой выветривания, в которой полезные ископаемые накапливаются ввиду выноса поверхностными водами бесполезных соединений и в результате переотложения части ценных веществ в нижней зоне коры выветривания и ниже ее.

Россыпная группа формируется при физическом выветривании и связанным с ним механическим разрушением тел полезных ископаемых, в состав которых входят механически прочные и химически устойчивые минералы, создающие россыпи.

Осадочная группа объединяет месторождения, возникающие при механической, химической, биохимической и вулканической

дифференциации минеральных веществ в процессе накопления толщ осадочных пород.

Метаморфогенные месторождения формировались при интенсивном преобразовании горных пород на значительной глубине от поверхности земли в обстановке высоких температур и давлений. Эта серия объединяет две группы месторождений. *Метаморфизованные* месторождения включают преобразованные в новой термодинамической обстановке ранее возникшие месторождения любого генезиса. *Метаморфические* образовались впервые в результате метаморфического преобразования минерального вещества.

Группы, классы и подклассы генетической группировки по мере необходимости подразделяются на формации полезных ископаемых. *Рудной формацией* называют месторождения одинакового минерального состава, сформированные в сходных физико-химических и геологических условиях. *Металлогенической формацией* называют комплекс парагенетически связанных горных пород магматического, осадочного или метаморфического происхождения и ассоциированных с ним месторождений полезных ископаемых, обусловленный единством происхождения в определенных структурно-формационных условиях.

Геологические условия образования месторождений с позиции геосинклинальной концепции

Металлогения геосинклиналей с наибольшей полнотой исследована Ю.Билибиным, она получила яркое воплощение в трудах В.Смирнова. Главнейшими факторами развития земной коры являются геосинклинальные системы – генераторы подавляющей массы эндогенных месторождений. Согласно этим исследованиям в истории развития геосинклиналей выделяется три главных стадии: ранняя, средняя и поздняя.

I. Ранняя стадия (доорогенная, рифтогенная) охватывает интервал времени от заложения геосинклинали до главных фаз складчатости. В это время возникают глубинные расколы, по которым поступает базальтовая магма. Вдоль расколов в прогибающемся дне геосинклиналей накапливаются мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, пронизанные интрузиями ультраосновного и основного составов. В раннюю стадию формируются четыре магматические формации:

1) *базальт-липаритовая субмаринная*, с ней ассоциируют колчеданные медно-цинково-свинцовые и оксидные железомарганцевые месторождения;

2) *перидотитовая* с магматическими месторождениями хромитов и платиноидов;

3) *габбровая* с магматическими месторождениями титаномагнетитов и платиноидов (платина и палладий);

4) *плаггиогранит-сиенитовая* со *скарновыми* месторождениями железа и меди.

Помимо магматических выделяются пять осадочных формаций:

1) *обломочная* (конгломераты, алевролиты, глины) – используются в качестве строительных материалов;

2) *карбонатная*, с которой ассоциируют месторождения лимонитов, карбонатно-оксидных руд марганца, залежи бокситов и фосфоритов;

3) *шамозитовая* с силикатными рудами железа и марганца;

4) *кремнистая* или *яшмовая* с убогой железомарганцевой минерализацией;

5) *битуминозная* или *аспидная*, сложенная сланцами с повышенным количеством органического вещества и рассеянной рудной минерализацией (U, V, Fe, Cu, Zn, Mo, Au и др.).

II. Средняя (соскладчатая, предорогенная) стадия приходится на период главных фаз складчатости. Происходит смена режимов прогибания воздыманием в форме центрального поднятия. Формируются крупные батолиты гранитоидов двух формаций:

1) *умеренно-кислых гранитоидов*, для них типичны *скарновые* месторождения шеелита и гидротермальные месторождения золота, меди, молибдена;

2) *нормальных и крайне кислых гранитов*, с ними ассоциируют пегматитовые и альбитит-грейзеновые месторождения олова, вольфрама, тантала, ниобия, лития, бериллия.

В эту стадию образуются две осадочные формации:

1) *флишевая*, используемая в качестве строительных материалов;

2) *каустобиолитовая*, содержащая горючие сланцы, угли, битуминозные и нефтеносные фации пород.

III. Поздняя (постскладчатая) стадия фиксирует переход мобильного комплекса в молодую платформу, рассеченную разломами. В это время формируются две магматические формации:

1) *гипабиссальных интрузий по составу от диорит-порфиров до гранит-порфиров*, с которыми связаны плутоногенные гидротермальные месторождения руд цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, а также *скарновые* месторождения свинцово-цинковые, вольфрам-молибденовые, олово-вольфрамовые;

2) *наземных вулканогенных пород андезит-дацитового состава*, с которыми ассоциируют вулканогенные месторождения сложного состава.

С поздней стадией связаны четыре формации осадочных пород:

- 1) *молаассовая формация*, с которой ассоциируют месторождения строительных материалов;
- 2) *пестроцветная формация* со свойственными ей осадочно-инфильтрационными месторождениями железа, меди, ванадия, урана;
- 3) *эвапоритовая формация* с месторождениями солей, иногда сопровождающимися газонефтяными образованиями;
- 4) *углеводородсодержащая песчано-глинистая формация* (угленосная и нефтегазоносная субформации).

Изложенная последовательность процессов магматизма, осадконакопления и рудообразования является обобщающей и в полном объеме практически нигде не наблюдается. Наиболее известны два типа - базальтофильный (характеризуется интенсивным магматизмом и металлогенией ранней стадии) и гранитофильный - представлен продуктами интенсивного магматизма и металлогенией поздней стадии.

Тектоно-металлогенические зоны геосинклиналей

В пределах геосинклиналей обычно выделяют семь структурно-металлогенических элементов: срединные массивы, внутренние зоны, геосинклинальные рвы, периферические зоны, передовые прогибы, платформенные рамы и пограничные глубинные разломы (рис.4).

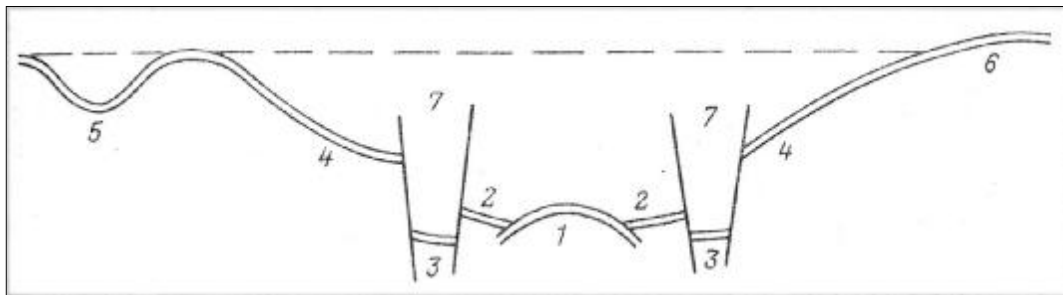


Рис.4. Схема соотношения основных тектоно-металлогенических зон в поперечном сечении геосинклинали: 1 – срединный массив; 2 - внутренняя зона; 3 – геосинклинальные рвы; 4 – периферическая зона; 5 - передовой прогиб; 6 – геосинклинальная платформенная рама; 7 - пограничные глубинные разломы.

Срединные массивы представляют собой блоки древних пород. В их пределах локализуются интрузии лейкократовых гранитов с пегматитовыми, альбитит-грейзеновыми и гидротермальными месторождениями.

Внутренние зоны фиксируют наиболее прогнутые участки, где накапливаются мощные толщи терригенно-вулканогенных пород. В среднюю стадию здесь возникает осевое поднятие и внедряются

гранитоидные комплексы с характерными для них пегматитовыми, альбитит-грейзеновыми и гидротермальными месторождениями редких металлов.

Геосинклинальные рвы представляют собой узкие продольные рифтогенные структуры, в пределах которых развиваются вулканогенные базальт-липаритовые формации (офиолитовые пояса) с колчеданными месторождениями меди, цинка и свинца. Кроме того, здесь образуются плагиогранит-сиенитовые формации со скарновыми железорудными, медными и кобальтовыми рудами.

Периферические зоны охватывают краевые части геосинклиналей. В эти зоны внедряются батолитические массы гранитоидов с плутоногенными гидротермальными месторождениями золота, меди, молибдена, свинца и цинка, а также гипабиссальные интрузии умеренно-кислого состава со скарновыми шеелитовыми месторождениями.

Передовые прогибы возникают на заключительной поздней стадии, они выполнены терригенными, пестроцветными и эвапоритовыми толщами, с ними ассоциируют месторождения каменных и калийных солей, осадочно-инфильтрационные руды урана, ванадия и меди, а также крупные месторождения нефти и газа. Иногда на месте таких прогибов возникают наземные краевые вулканические пояса андезит-дацитового состава с гидротермальными месторождениями цветных, редких и благородных металлов.

Платформенная рама определяет ширину геосинклинали и колеблется в пределах 35 – 65 км.

Пограничные глубинные разломы разграничивают тектоно-металлогенические зоны геосинклинали и контролируют пояса магматических пород и эндогенных месторождений. На ранней стадии здесь локализуются породы перидотитовой и габбровой формаций с месторождениями хромитов, титаномагнетитов и платиноидов. На поздней стадии с ними ассоциируют малые интрузии и вулканические андезит-дацитовые породы с широким спектром гидротермальных месторождений.

Месторождения платформ

В строении древних платформ различают три комплекса пород с соответствующими им группами месторождений: 1- основание или нижний ярус, допалеозойский фундамент; 2 – чехол или верхний ярус платформенных осадочных пород; 3 – области тектоно-магматической активизации.

Нижний метаморфический ярус сложен метаморфическими породами архея, протерозоя и рифея. Для него характерны:

1) *базальтоидные формации* с магматическими месторождениями хромитов, титаномагнетитов, сульфидных медно-никелевых руд, гидротермальными рудами золота и колчеданными залежами;

2) *гранитные формации* с месторождениями слюдяных и редкометальных пегматитов;

3) *метаморфизованные месторождения* осадочной серии – железистые кварциты, рудоносные конгломераты и черные сланцы, древние стратиформные образования меди, свинца и цинка.

Верхний ярус платформенных чехлов характеризуется серией континентальных формаций и связанных с ними экзогенных месторождений:

1) *песчано-глинистая формация* с месторождениями углей, бокситов, железных и марганцевых руд, огнеупорных глин;

2) *битуминозная формация* черных сланцев, переходящих в горючие сланцы и нефтематеринские породы;

3) *кварц-песчаная формация* кварцевых и кварц-глауконитовых песков, содержащая месторождения фосфоритов и песков;

4) *карбонатные формации* с месторождениями известняков, доломитов, мергелей и гипсов.

В процессе формирования платформенного чехла образовались помимо осадочных три магматические формации:

1) *трапповая* с месторождениями медно-никелевых руд, самородной меди, исландского шпата, графита и хризотил-асбеста;

2) *щелочная ультраосновная и трахибазальтовая*, с которыми ассоциируют месторождения карбонатитовые редких земель, фосфора, урана, флюорита;

3) *нефелиновые сиениты* с месторождениями апатита и редких земель; алмазоносные кимберлиты и лампроиты.

Области тектоно-магматической активизации

Эти области связаны с проявлениями наложенных тектонических движений, которые сопровождались вулканизмом, внедрением интрузий ультраосновного, щелочного и кислого состава. С этими процессами связано образование магматических залежей медно-никелевых, хромитовых, платиноидных и титановых руд в ассоциации с базит-гипербазитами, метаморфогенных редкометальных и слюдяных пегматитов, широкий набор гидротермальных месторождений Sn, W, Mo, Au, U, флюорита, стратиформные свинцово-цинковые месторождения, алмазоносные кимберлиты.

Месторождения океанов

В морских бассейнах месторождения образуются в прибрежно-морских условиях (россыпи) и формируются на дне океанов.

Прибрежно-морские россыпи. В настоящее время промышленный интерес представляют ильменит-рутил-циркон-монацитовые россыпи Индийского и Атлантического океанов, золотосодержащие и платиноносные россыпи Аляски и Филиппин, алмазы Южной Африки. Важное значение имеют затопленные пляжи морских побережий (кварцевые стекольные пески, цементные пески, черные пески с железными и титановыми рудами).

Месторождения, образованные на дне морей и океанов. К ним относятся залежи фосфоритов, железо-марганцевые конкреции и сульфидные руды.

Геологические условия образования месторождений с позиции мобилистской концепции

Основу мобилистской концепции составляет орогенический цикл Уилсона, который обычно охватывает промежуток времени 200-250 млн. лет. Цикл разделяется на пять стадий: внутриконтинентального рифтообразования, расширения океанического дна, поглощения океанической коры, столкновения литосферных плит и заключительная (стабилизационная).

1. Стадия внутриконтинентального рифтообразования. С возникшими в эту стадию геологическими структурами ассоциируют следующие типы месторождений.

1. В *межматериковых рифтах* рассолы и металлоносные осадки с медью, цинком, серебром и др. (впадины Красного моря).

2. В *рифтовых зонах континентов* формируются базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии с медно-никелевыми, платиноидными, хромитовыми и титаномагнетитовыми месторождениями (Бушвелд, ЮАР; Великая Дайка, Зимбабве).

3. В *зонах тектономагматической активизации* предрифтовой стадии образуются алмазонасные кимберлиты и лампроитовые трубки (Южная Африка, Якутия, Австралия); ультрабазито-щелочные интрузии с карбонатитами (Ковдорское в России, месторождения Южной Африки); интрузии нефелиновых сиенитов с апатит-нефелиновой и редкоземельной минерализацией (Хибинское, Россия); интрузии щелочных гранитов с олово-вольфрамовыми грейзенами и тантало-ниобиевыми жильными месторождениями (Джос, Нигерия).

4. Во *внутриконтинентальных рифтах* формируются в терригенных толщах стратиформные полиметаллические руды (Салливан, Канада; Маунт-Айза, Австралия); урановые месторождения роллового типа; в эвапоритовых комплексах залежи солей, магнезита, фосфорита.

II. Расширение (спрединг) океанического дна. В эту стадию возникают срединно-океанические хребты, представляющие собой

глубинные расколы литосферы, месторождения полезных ископаемых формируются в следующих геологических ситуациях.

1. В области срединно-океанических хребтов на их склонах и в осевых рифтах образуются вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения.

2. В глубинных зонах океанических хребтов формируются в дунитовых комплексах хромиты, в массивах перидотитов никелевые, титаномагнетитовые, золоторудные и платиноидные руды.

3. В зонах трансформных разломов образуются стратиформные баритовые и вулканогенно-осадочные колчеданно-полиметаллические залежи.

4. На пассивных окраинах континентов, рассеянных рифтами, накапливается осадочная серия, включающая стратиформные медные руды, фосфоритовые пачки; в карбонатных отложениях шельфа пластовые свинцово-цинковые и барит-флюоритовые месторождения.

III. Поглощение (субдукция) океанической плиты

1. Во внешней дуге и глубоководных желобах выводятся на поверхность возникшие ранее месторождения офиолитовой ассоциации - колчеданные месторождения, хромитовые, тальковые, асбестовые и магнезитовые в ультрабазитах, формируются низкотемпературные золото-кварцевые жилы.

2. В вулканоплутонической дуге располагаются гранодиоритовые и гранитные плутоны, с ними ассоциируют медно-молибденпорфировые и олово-вольфрамовые месторождения, стратифицированные проявления сурьмы и ртути.

3. В геодинамической обстановке тыловодужного магматического поля формируются интрузии анатектических гранитов с оловорудными месторождениями.

4. Краевой бассейн сжатия завершает систему меридиональных геологических структур. Он выполнен терригенными осадками и содержит инфильтрационное урановое оруденение в песчаниках, залежи солей в эвапоритовых толщах и угольные пласты.

IV. Столкновение в системе «континент - континент» и «континент - дуга»

Сближение континентов приводит к закрытию океана, возникновению надвигового пояса форланда, в нем формируются граниты с олово-вольфрамовыми месторождениями, лейкократовые граниты, содержащие урановое оруденение. В бассейнах форландов образуются медные и урановые инфильтрационные месторождения в терригенных толщах.

Столкновение континент – вулканическая дуга сопровождается надвиганием офиолитов на континентальный форланд, при этом оказываются поднятыми на поверхность колчеданно-полиметаллические месторождения. В бассейнах хинтерланда и форланда накапливаются осадки со стратиформными месторождениями медных, ванадий-урановых руд, толщи эвапоритов и угольные формации. В надвиговом поясе форланда возникают анатектические граниты с месторождениями олова, вольфрама, урана, иногда серебра, никеля и кобальта.

V. Заключительная стадия. Эта стадия завершает цикл. Для нее характерно возвращение единого континента в его первоначальное состояние, затухание тектонических и магматических процессов, формирование систем амагматических рифтов, выполненных терригенно-карбонатными осадками с седиментогенными месторождениями и эпitherмальными полиметаллическими месторождениями, а также инфильтрационными урановыми рудами. В эту стадию появляются вулканические пояса с золото-серебряными и полиметаллическими месторождениями.

Стадии цикла Уилсона и стадии геосинклинального цикла В.И.Смирнова тесно взаимосвязаны. Ранняя геосинклинальная стадия соответствует трем стадиям Уилсона – внутриконтинентального рифтообразования, расширения океанического дна, поглощения океанической коры. Средняя стадия идентична стадии столкновения литосферных плит, и поздняя аналогична заключительной стадии мобилистского цикла.

Геосинклинальная концепция представляет фундаментальное эмпирическое обобщение. Она дает реальную картину земной коры, упрощая некоторые геологические явления. Главный ее недостаток заключается в отсутствии удовлетворительного объяснения металлогении двух типов резко контрастных структур земной коры – океанических и континентальных плит. В ней нет удовлетворительного объяснения магматизма и металлогении таких структур, как срединно-океанические хребты, активные и пассивные окраины континентов, причин горизонтальных тектонических движений.

Мобилистская концепция более объективно и полно описывает происхождение и металлогению основных структур земной коры. Однако и эта концепция еще далека от совершенства. Более основательно положительные моменты этих концепций и их недостатки рассматриваются в курсе «Геотектоника».

Длительность формирования месторождений

Время формирования месторождений вполне соизмеримо с продолжительностью геологических процессов и, прежде всего, временем образования горных пород. Непосредственные определения абсолютного возраста указывают на то, что рудообразование может протекать в

зависимости от генетической природы и стабильности рудно-металлогенических процессов от тысяч до десятков миллионов лет. В короткие отрезки времени до десятков тысяч лет возникают жильные и штокверковые месторождения, ассоциирующие с гранитоидным магматизмом. Более длительные эпохи (5 – 10 млн. лет) необходимы для формирования осадочных железорудных пластов или рудных комплексов расслоенных ультраосновных массивов.

Уровни глубины образования месторождений

Выделяются четыре уровня глубины формирования месторождений полезных ископаемых: приповерхностный (0 – 1,5 км), гипабиссальный (1,5 – 3,5 км), абиссальный (3,5 – 10 км) и ультраабиссальный (больше 10 км).

Приповерхностные месторождения представлены всеми типами экзогенных накоплений, вулканогенными и эксгалиационно-осадочными рудами. Их формирование протекало в обстановке обилия кислорода, низких давлений и температур. Для руд характерны колломорфные и мелкозернистые агрегаты.

Гипабиссальный уровень наиболее богат разнообразием рудных образований. Здесь локализуются практически все промышленно-генетические типы эндогенных месторождений. Эта область преимущественного развития гидротермальных, скарновых и магматических в расслоенных интрузиях скоплений полезных ископаемых.

Абиссальная зона бедна рудными образованиями. Здесь формируются главным образом альбитит-грейзеновые, карбонатитовые, пегматитовые и часть магматических месторождений, ассоциирующих с крупными гранитоидными, основными и ультраосновными плутонами.

В *ультраабиссальной зоне* образуется небольшая группа метаморфических месторождений (дистеновые, силлиманитовые и андалузитовые сланцы, рутил, корунд и др.). Кроме того, здесь испытывают значительные преобразования руды, сформировавшиеся на выше расположенных уровнях, прежде всего метаморфизованные месторождения железа и марганца.

Таким образом, в верхней оболочке земной коры мощностью около 15 км (рудосфере) концентрация полезных ископаемых наиболее значительна на приповерхностном и гипабиссальном уровнях. Ниже интенсивность рудообразования уменьшается и в ультраабиссальной зоне практически прекращается.

ГЛАВА II. ЭНДОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Магматические месторождения

Магматические месторождения образуются в процессе дифференциации магмы ультраосновного, основного или щелочного состава. Этот процесс может происходить тремя путями.

1. Рудносиликатная магма при охлаждении разделяется на две несмешивающиеся жидкости – силикатную и рудную, раздельная кристаллизация которых приводит к образованию ликвационных месторождений.

2. Металлы при затвердевании магмы входят в состав минералов ранних стадий кристаллизации, формируя раннемагматические месторождения.

3. Для магм, обогащенных летучими соединениями, характерен третий путь. Минералы, содержащие полезные элементы, кристаллизуются после затвердевания породообразующих силикатов, образуя, таким образом, позднемагматические месторождения.

Ликвационные месторождения

Ликвационные месторождения связаны с магматическими породами габбровой и щелочной формаций, образующими в активизированных платформах пологие плоские расслоенные массивы. Такие массивы имеют зональное строение, обусловленное переходом от наиболее основных разностей в их основании к наименее основным.

Типичными представителями ликвационных месторождений являются *сульфидные медно-никелевые* и *хромит-титаномагнетитовые*, связанные с габбровой формацией, а также *редкоземельные*, ассоциированные с формацией щелочных пород.

Схема ликвационного расслоения представляется следующим образом. При снижении температуры в магматическом расплаве обособляются капли сульфидов, кристаллизация которых приводит к образованию *висячих* залежей вкрапленных руд. При погружении таких сульфидных капель вниз ко дну массива может накопиться сульфидная масса, при остывании которой формируются донные залежи. В том случае, когда эта сульфидная масса застывает после кристаллизации интрузивного тела, часть ее может быть выжата по трещинам и образовать богатые согласные и секущие жилы (рис.5).

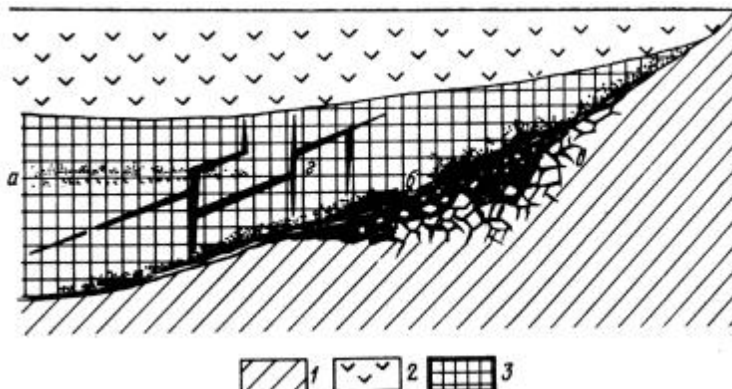


Рис. 5. Принципиальная схема размещения рудных тел сульфидных медно-никелевых месторождений:

a — висячие вкрапленные руды; *б* — донные залежи; *в* — приконтактовые брекчиевые руды; *г* — жилы; породы: *1* — подстилающие, *2* — перекрывающие, *3* — вмещающие.

Образование сульфидных медно-никелевых руд происходит в обстановке сравнительно невысоких давлений при начальной температуре $700 - 600^{\circ}\text{C}$, постепенно снижающейся к концу процесса иногда до 300°C .

Минеральный состав прост и выдержан для месторождений всего мира. Главные минералы — пирротин, пентландит и халькопирит, к которым нередко присоединяется магнетит. Из нерудных минералов, кроме оливина, ромбических пироксенов и других магнезиально-железистых силикатов, входящих в состав породообразующих минералов, могут присутствовать продукты их преобразования — гранат, моноклинные пироксены, эпидот, серпентин, актинолит, тальк, хлорит и карбонаты. Состав второстепенных рудных минералов чрезвычайно разнообразен: это минералы меди (борнит, кубанит, валлериит), благородных металлов (золото, платина, палладий, сперрилит, куперит и др.), никеля (миллерит, виоларит), кобальта (арсениды и сульфоарсениды) и др.

Анализ рудной минерализации показал, что оруденение в основных породах более обогащено медью, а в ультраосновных никелем.

Среди сульфидных медно-никелевых месторождений известны очень крупные объекты с запасами руды в сотни миллионов тонн (Печенга на Кольском полуострове, Норильск и Талнах в Сибири, Садбери в Канаде, Камбалда в Австралии, месторождения Южной Африки). Содержание никеля обычно лежит в пределах 0,4 — 3 %, меди 0,5 — 2%, платиноидов — от следов до 20 г/т и более.

Месторождения редких земель связаны с платформенными массивами щелочных пород. Одно из типичных месторождений такого типа приурочено к массиву, имеющему форму дифференцированного лополита. Оруденение отмечается в той части дифференцированного комплекса, где наблюдается многократное чередование трехчленных пачек фойяит-уртит-луавритов. Эти прослои содержат минералы редких земель, титана, ниобия, циркония, причем каждой разновидности пород свойственна определенная минеральная ассоциация. Для фойяитов типичны мурманит, эвдиалит, лампрофиллит; для уртитов — лопарит и апатит, в луавритах — смешанная минерализация.

Раннемагматические месторождения

Раннемагматические месторождения формируются в результате обособления минералов ранних стадий кристаллизации. Их концентрации происходят под воздействием силы тяжести и конвективных течений магмы.

Для раннемагматических месторождений характерен постепенный переход от рудных тел к магматическим породам, отсутствие резких

контактов, отчетливый идиоморфизм рудных минералов, рассосредоточенный характер оруденения и общее убогое содержание ценных компонентов.

К раннемагматическим относятся *месторождения хромитов, платиноидов, алмазов*, связанные с ультраосновными породами, *титаномагнетитовые* в раннегеосинклинальных габброидах. Единственными объектами, имеющими большое практическое значение, являются коренные месторождения алмазов.

Месторождения алмазов связаны с телами кимберлитов и лампроитов.

Алмазоносные кимберлитовые магматические тела представляют собой ультраосновную породу порфировой структуры. Кимберлит обычно цементирует эруптивные брекчии трубок, содержащие обломки как чужеродных (осадочных, метаморфических и магматических комплексов), так и родственных пород (оливиновых гипербазитов, перидотитов и др.) – рис. 6.

В минеральном составе кимберлитов выделяются минералы самих кимберлитов, минералы ксенолитов и вторичные минералообразования. В протемагматической группе важнейшими являются алмаз, оливин, пироп, диопсид, хромит, ильменит, шпинель, магнетит, флогопит, апатит, графит.

Алмазы кимберлитовых трубок разнообразны по сортам, кристаллографическому облику, окраске и размерам. Включения алмазов находятся в оливине, диопсиде, гранате, с другой стороны, в самих алмазах отмечаются включения этих минералов. Все это свидетельствует об одновременном выделении как кимберлитобразующих минералов, так и алмазов, подтверждающем раннемагматическое происхождение алмазных месторождений.

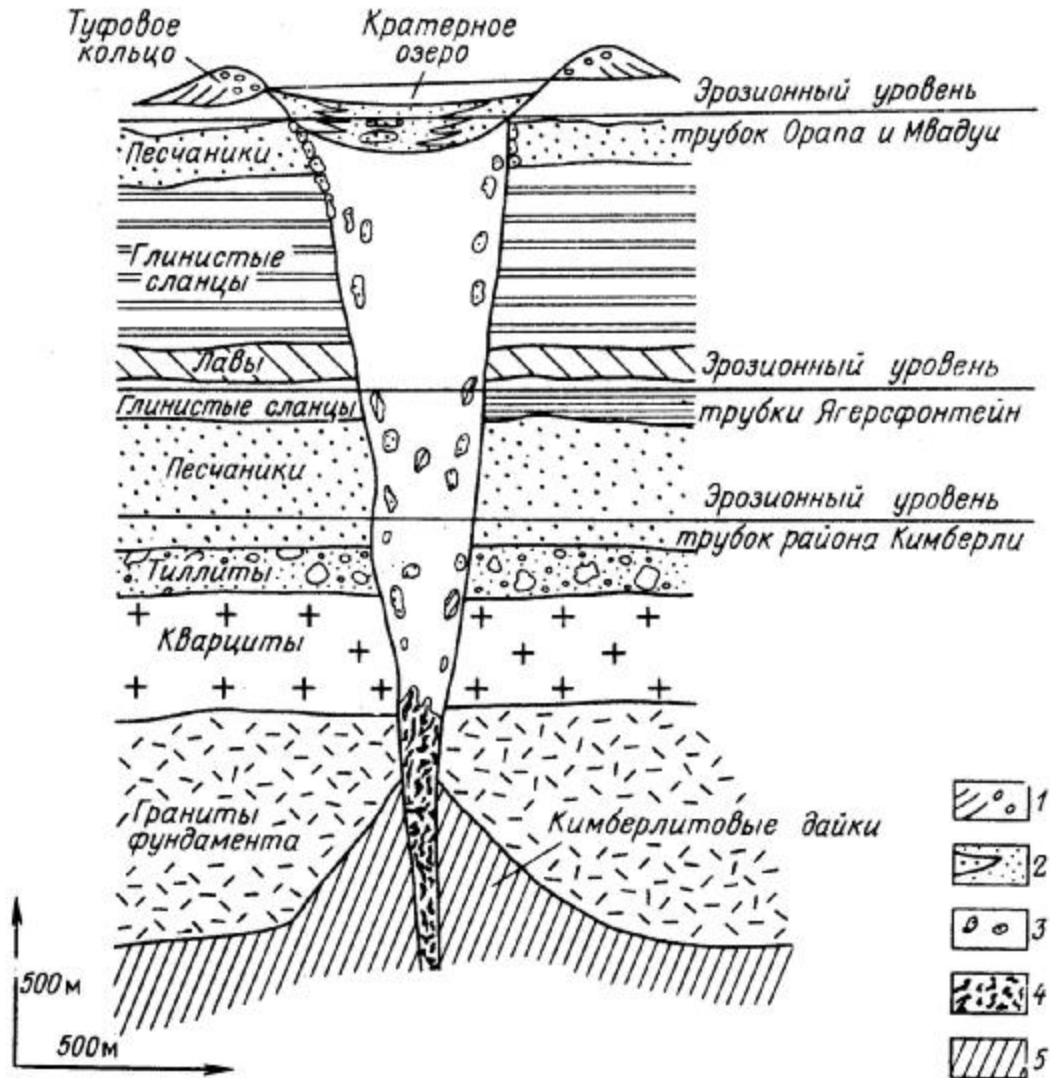


Рис. 6. Обобщенная модель кимберлитовой трубки (по Дж. Доусону):
 1 — отложения туфового кольца; 2 — крупно- и мелкозернистые осадки;
 3 — ксенолиты; 4 — массивная брекчия; 5 — дайка.

В настоящее время на земле выявлено более 4000 кимберлитовых трубок, но алмазонасными являются не более 1-2% (месторождения Якутии, Архангельской провинции в России, месторождения Африки, Индии и др.). Среднее содержание алмазов в них обычно не превышает 0,5 карат на 1 м^3 породы. К наиболее алмазонасным относятся кимберлиты с низкими содержаниями окислов титана и калия, пониженным содержанием глинозема, но с повышенной хромистостью пирропа и диопсида.

Лампроиты – новый источник промышленных алмазов. В конце 70-х годов в Австралии были открыты алмазонасные тела лампроитов. Это богатая калием и магнием основная или ультраосновная лампрофировая

порода вулканического или интрузивного происхождения. Главные минералы: оливин, клинопироксен, флогопит, лейцит, амфибол. Акцессорные минералы представлены апатитом, нефелином, шпинелью, перовскитом, ильменитом. Формы лампроитов – трубки, штоки, жилы и дайки. Они имеют большие размеры по сравнению с кимберлитовыми трубками.

Относительно генезиса алмазов в кимберлитах и лампроитах существует несколько точек зрения. Наиболее вероятно представление о возникновении алмазов как естественных порообразующих минералах кимберлитов, в связи с чем они относятся к раннемагматическим образованиям. Кимберлитовая ультраосновная магма могла зарождаться только в области очень высокого давления на значительной глубине. Затем такая магма поднималась вдоль разломов. По достижении критического уровня давления газовой составляющей магмы происходил прорыв слоистой оболочки платформ.

Позднемагматические месторождения

Формирование позднемагматических месторождений обусловлено остаточными расплавами, обогащенными газовой-жидкими минерализаторами, которые задерживают раскристаллизацию таких расплавов до конца отвердевания массивов материнских пород. Для позднемагматических месторождений характерны следующие признаки: часто эпигенетический характер рудных тел, представленных секущими жилами и линзами; ксеноморфный облик рудных минералов, цементирующих ранние порообразующие силикаты; крупные масштабы месторождений; достаточно богатые руды.

К позднемагматическим относятся месторождения хромитов, связанные с перидотитовой формацией; титаномагнетитовые, ассоциированные с габбровой формацией; апатитовые, местами с магнетитом, с щелочными массивами.

Хромитовые месторождения ассоциируют с гипабиссальными дифференцированными массивами ультраосновных пород, имеющих формы лакколлитов, лополитов и силлов. Рудная минерализация приурочена к серпентинизированным дунитам и гарцбургитам и представлена хромшпинелидами (хромит, магнохромит и др.). Из нерудных минералов наиболее распространены оливин, серпентин, хлорит и карбонаты. Рудные тела имеют форму жил, линз, труб, гнезд. Для руд характерны нодулярная, полосчатая, пятнистая, брекчиевая и вкрапленная текстуры.

Титаномагнетитовые месторождения генетически связаны с дифференцированными массивами габбро-пироксенит-дунитовой формации. В анортозитах и габбро-анортозитах образуются ильменитовые с магнетитом руды, а в габбро-норитах – преимущественно ильменит-магнетитовые. Форма рудных тел – жилы, линзы, гнезда. В рудах широко

развиты сидеронитовая структура и вкрапленная, пятнистая, массивная текстуры.

Апатитовые месторождения связаны с щелочными породами. Они имеют форму крупных линз (Хибинский массив). Кроме апатита, слагающего 25-75% объема рудной массы, в ее составе присутствуют нефелин, эгирин, сфен, титаномагнетит. Текстуры полосчатые и пятнистые.

К этому типу относятся также апатит-магнетитовые месторождения, связанные с сиенитовым магматизмом (Кирунавара, Швеция).

Карбонатитовые месторождения

Карбонатитами называются эндогенные скопления карбонатов, пространственно и генетически связанные с формациями ультраосновных щелочных пород и нефелиновых сиенитов, формирующиеся в обстановке активизации платформ. В настоящее время известно более 400 массивов интрузивных пород, с которыми ассоциируют карбонатитовые месторождения. Среди них крупнейшими являются Араша (Бразилия), Гулинское (Сибирь), Ковдорское (Кольский полуостров), Палабора (Южная Африка).

Геологические особенности карбонатитовых месторождений

Все выявленные карбонатитовые месторождения связаны исключительно с платформенным этапом геологического развития и ассоциируют только с комплексами ультраосновных щелочных пород. Они известны на площадях активизированных платформ, разбитых крупными тектоническими расколами. Карбонатиты имеют различный возраст; среди них известны докембрийского, каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского циклов развития. Интрузии, с которыми связаны карбонатиты, имеют трубообразную форму, дифференцированный состав и концентрически-зональное строение (рис. 7). В них выделяются следующие разновидности: ранние ультраосновные породы (дуниты, перидотиты, пироксениты); последующие щелочные породы (мельтейгиты – ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты); карбонатиты. Они сопровождаются дайками разного состава. Вмещающие породы подвергаются щелочному метасоматозу (фенинизация).

Залежи карбонатитов образуют штоки, конические жилы, кольцевые жилы, радиальные дайки. Среди них известны штоки с поперечником от нескольких сотен метров до 7-8 км и жилы мощностью до 10 м при длине несколько сотен метров. Карбонатитовые жилы приурочены к круговым структурам: радиальным, кольцевым, коническим.

Минеральный состав определяется карбонатами, содержание которых 80-99%. Наиболее распространены кальцитовые карбонатиты или севиты. Реже встречаются доломитовые, еще реже анкеритовые и совсем редко – сидеритовые карбонатиты. Остальные минералы являются акцессорными.

Среди аксессуарных к типоморфным минералам принадлежат флогопит, апатит, флюорит, а также более редкие: бадделеит, пироксенолор, перовскит, фторкарбонаты редких земель.

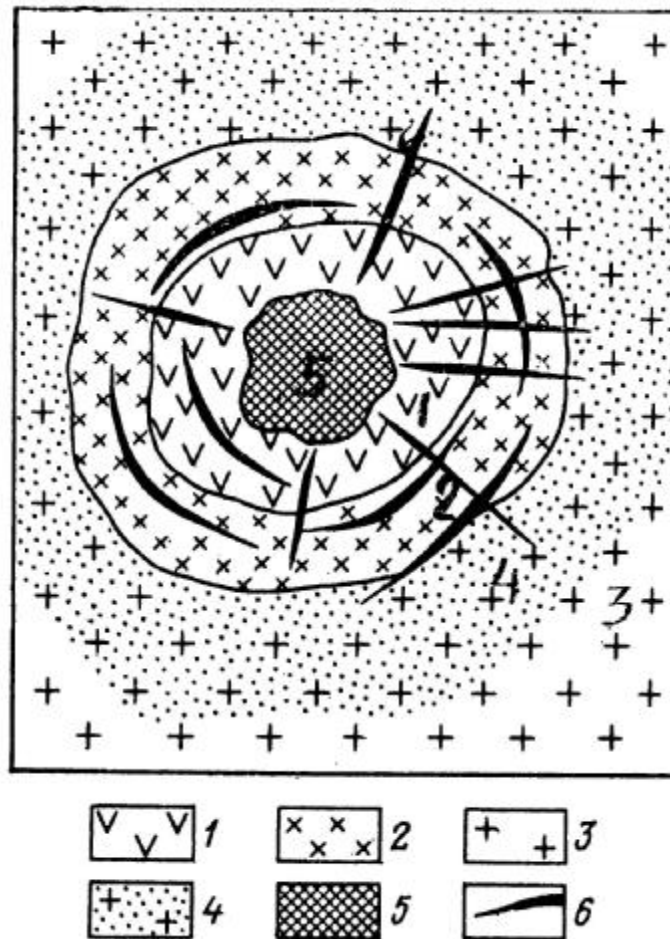


Рис. 7. Общая схема строения карбонатитового месторождения: 1 — щелочные породы; 2 — ультраосновные породы; 3 — гнейсы; 4 — фениты; 5 — шток карбонатитов; 6 — жилы карбонатитов.

Для большинства карбонатитов установлен стадийный характер минералообразования. В первую стадию формируются ранние крупнозернистые кальциты с минералами титана и циркония, во вторую — среднезернистые кальциты с минералами титана, иногда урана, тория, в третью — кальцит-доломитовый агрегат с характерной ниобиевой минерализацией, в четвертую — мелкозернистая масса доломит-анкеритового состава с редкоземельными карбонатами. Текстура карбонатитов массивная, иногда полосчатая, узловатая и пльичатая.

Физико-химические условия образования

Формирование массивов ультраосновных щелочных пород, завершающееся образованием карбонатитов, охватывает длительный период времени нескольких десятков и даже первых сотен миллионов лет.

Последовательное внедрение магм разного состава сопровождается метасоматическим преобразованием пород. Эндоконтактовый метасоматоз приводит к возникновению нефелин-пироксеновых, пироксен-флогопитовых, пироксен-амфиболовых скоплений в ранее сформированных гипербазитах. Экзоконтактовый метасоматоз проявляется в образовании ореолов фенитизации во вмещающих породах.

Среди карбонатитов различают «открытые», когда магма достигла поверхности, и «закрытые», не доходившие до дневной поверхности. Будучи приповерхностными в верхних точках, они распространяются на значительную глубину: вертикальный интервал развития был не менее 10 км. Являясь в значительной мере приповерхностными по условиям локализации, карбонатиты рассматриваются как производные базальтоидных магм, которые принадлежат глубинным магматическим очагам.

Длительное развитие карбонатитов происходило на фоне постепенного снижения температуры от 520-630⁰ до 200-300⁰С, давление при этом также менялось от верхнего уровня до глубинных горизонтов в широком диапазоне.

Генезис

На условия образования карбонатитов существуют две гипотезы: магматическая и гидротермальная. В доказательство каждой из них приводятся объективные геологические и экспериментальные данные. На этом основании В.И.Смирнов в группе карбонатитовых месторождений выделяет три класса: магматические, метасоматические и комбинированные. В настоящее время более убедительной представляется точка зрения о том, что формирование этих рудных образований тесно связано с эволюцией щелочного ультраосновного магматизма, протекало в закрытых системах и начиналось с несомненно магматических процессов, а завершалось гидротермальными метасоматическими преобразованиями. В связи с этим выделяется один класс месторождений – флюидно-магматический (В.И.Старостин, П.А.Игнатов, 1997). Установлены все стадии карбонатизации исходных щелочных перидотитовых магм вплоть до образования переходных к карбонатитам слюдисто-карбонатных пород.

Рудные формации

С карбонатитами связаны крупные ресурсы ниобия, тантала и редких земель; значительные запасы железных руд, титана, флюорита, флогопита, апатита. Основные рудные формации:

редкометальная (гатчеттолит-пирохлоровая);

редкоземельная (бастнезит-паризит-монацитовая);

апатит-магнетитовая;

флогопитовая;

флюоритовая.

Пегматитовые месторождения

Выделяются две разновидности пегматитов – магматогенные и метаморфогенные.

Магматогенные пегматиты принадлежат к группе позднемагматических образований. Они относятся к продуктам поздних стадий раскристаллизации расплавов, насыщенных флюидными компонентами, и располагаются близ кровли интрузий. Пегматиты связаны с родоначальными интрузивами тождественностью состава, но отличаются от них меньшими размерами, жило- и гнездообразной формой, зональным внутренним строением, неравномерностью в размерах зерен, крупными кристаллами слагающих их минералов и наличием продуктов метасоматической переработки первичных минеральных ассоциаций. По связи с магматическими породами выделяются *гранитные* пегматиты, *щелочные* пегматиты, известны, но не типичны пегматиты, связанные с габбровой и перидотитовой формациями. *Гранитные* пегматиты, по А.Ферсману, можно разделить на пегматиты чистой линии и пегматиты линии скрещения. Пегматиты чистой линии залегают в гранитах или тождественных им породах, они не испытывают усложнения состава в процессе формирования. Пегматиты линии скрещения образуются среди иных формаций. В этих условиях возникают гибридные пегматиты, ассимилировавшие вещество боковых пород, и десилицированные пегматиты, отдавшие часть своего кремнезема вмещающим породам.

Метаморфогенные пегматиты формируются на разных стадиях метаморфогенного преобразования преимущественно древних докембрийских пород, по особенностям состава они соответствуют фациям метаморфизма вмещающих пород.

Геологические особенности пегматитов

Преобладающей формой пегматитов являются простые плитообразные и сложные жилы, реже встречаются линзы, гнезда и трубы. Размеры весьма разнообразны, иногда достигают значительной величины. Длина пегматитовых жил составляет сотни метров до первых километров, а мощность - десятки метров до первых сотен метров.

В минеральном составе пегматитов преобладают силикаты и оксиды. *Гранитные* пегматиты *чистой линии* связаны с интрузиями гранитоидов и сложены, главным образом, ортоклазом, микроклином, кварцем, альбитом, олигоклазом и биотитом; второстепенными являются мусковит, турмалин, топаз, гранат, флюорит, минералы редких и радиоактивных элементов и редких земель. *Гибридные* пегматиты образуются при ассимиляции разных пород. В случае залегания в глинистых сланцах или вулканитах основного состава, возникают пегматиты с андалузитом, кианитом, силлиманитом.

Десилицированные пегматиты в ультраосновных и карбонатных породах представлены обычно плагиоклазитами (от альбититов до анортозитов). При пересыщении расплава глиноземом возникают корундовые плагиоклазиты.

Щелочные пегматиты состоят из микроклина или ортоклаза, нефелина, эгирина, натролита. В качестве примесей отмечаются апатит, анальцит, минералы циркония, ниобия, тантала и редких земель.

Пегматиты ультраосновных и основных пород сложены основным плагиоклазом (анортит-битовнит), средним плагиоклазом (лабрадор-андезин), ромбическим пироксеном, оливином, амфиболом, биотитом. В меньших количествах отмечаются апатит, гранат, сфен, циркон, титаномагнетит, иногда сульфиды.

Метаморфогенные пегматиты формировались в регрессивные стадии высоких фаций метаморфизма, развиваются в пределах гранитогнейсовых блоков. В их составе присутствуют типоморфные метаморфические минералы – дистен, силлиманит, андалузит и другие.

Для пегматитов, особенно гранитных чистой линии, характерна эвтектоидная структура срастания полевого шпата и кварца и развитие крупных кристаллов. Известны кристаллы кварца длиной более 2-х и даже 7,5 м, сподумена до 14 м, берилла до 5,5 м, пластины мусковита достигают площади до 5 м². Масса кристалла топаза из копи Урала составляла 60 кг, а кристалла микроклина из пегматитовой жилы Норвегии 100 т.

По особенностям внутреннего строения и состава пегматиты разделяют на простые, или недифференцированные, и сложные, или дифференцированные. Простые гранитные пегматиты состоят, в основном, из калиевого полевого шпата и кварца. Сложные имеют более разнообразный состав и, как правило, зональное строение. Выделяют следующие зоны: 1) внешняя тонкозернистая мусковит-кварц-полевошпатовая оторочка мощностью несколько сантиметров; 2) кварц-полевошпатовая масса письменной и гранитной структуры; 3) блоки крупнокристаллического микроклина; 4) кварцевое ядро; 5) на границе ядра и микроклиновых блоков развиваются неправильные скопления кварца, альбита, сподумена, минералов редких металлов. К.Власов объясняет такие особенности строения следствием эволюционного развития пегматитов в процессе их образования (рис.8).

Это развитие может дойти до разных стадий. В связи с этим по степени дифференцированности он выделяет пять групп пегматитов: равномернозернистые или письменные, блоковые, полнодифференцированные, редкометаллозамещенные и альбит-сподуменовые. Чем совершеннее степень дифференциации, тем образуется большое число зон, возрастает количество скоплений с рудными элементами, укрупняются минералы и увеличивается их число, сокращаются размеры зоны гранитной и письменной структуры.

Пегматиты первых двух типов часты, третьего – сравнительно редки, а последних двух типов – еще более редки.

Пегматиты иногда окаймляются ореолами измененных пород: во внутренней зоне преобладают окварцевание и микроклинизация, во внешней - явления гидратации.

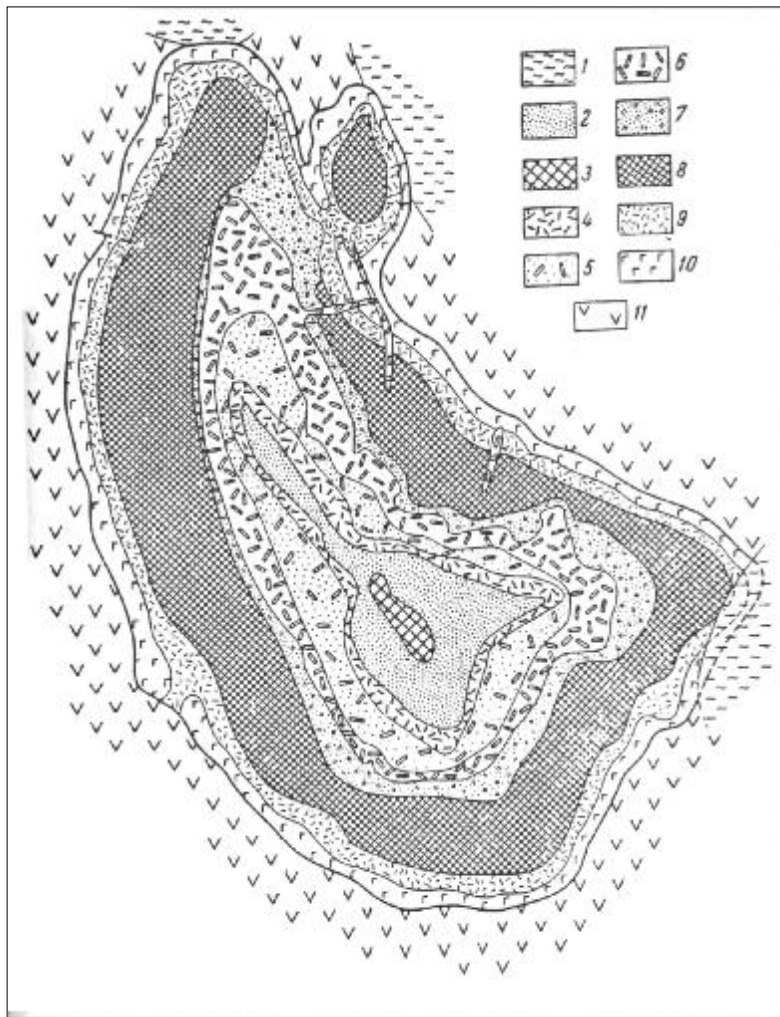


Рис. 8. Сечение метасомагически замещенного пегматита (по Н.Солодову): 1 — наносы; зоны: 2 — блокового кварца, 3 — крупноблокового микроклина, 4 — мелкопластинчатого альбита, 5 — кварц-сподуменовая, 6 — клевеландит-сподуменовая, 7 — кварц-мусковитовых гнезд, 8 — крупноблокового микроклина, 9 — гнезд мелкозернистого альбита, 10 — графическая кварц-микроклиновая (местами сильно альбитизирована), 11

— вмещающие породы.

Геологические условия образования

Пегматиты образовывались во все периоды геологической истории, начиная с архейской. Масштабы этого процесса возрастают по мере эволюции земной коры. Однако, рудная продуктивность, наоборот, угасает в молодых образованиях.

Пегматиты обычно формируют региональные пояса протяженностью от сотен до нескольких тысяч километров. Пояса ориентированы согласно общему простираению геологических структур района, часто вдоль осевых поднятий, а также вдоль крупных разломов. В пределах поясов пегматиты группируются в поля, приуроченные к цепочкам интрузивов. Размещение пегматитовых тел на площади полей подчиняется комбинации структур кровли интрузивов и развитых в прикровельной части тектонических деформаций. Пегматитовые тела, будучи тесно связанными с

материнскими интрузивами, залегают в зоне внутреннего и внешнего контактов (2-3 км).

Физико-химические условия образования

По геологическим данным, пегматиты формируются в широком интервале глубин от 1,5 до 20 км, что соответствует величинам литостатического давления 120-800 МПа. Также необычайно широк температурный диапазон – 800- 50⁰С. В длительном периоде образования пегматитов температура постепенно снижалась. Решающие процессы, сформировавшие облик пегматитов, происходили при температуре 600-200⁰С.

Генезис

Происхождение пегматитов относится к одной из наиболее дискуссионных проблем в геологии. В настоящее время существует пять основных гипотез пегматитообразования.

1. Магматогенно-гидротермальная гипотеза, разработанная А.Ферсманом, В.Никитиным и другими, считает пегматиты продуктом раскристаллизации остаточной магмы. Процесс протекал непрерывно в закрытой системе при неограниченной растворимости воды и разделялся на пять условных этапов: магматический (900-800⁰С), эпимагматический (800-700⁰С), пневматолитовый (700-400⁰С), гидротермальный (400-50⁰С) и гипергенный (50⁰С). Этапы в свою очередь расчленяются на 11 фаз и стадий. Недостатки гипотезы: недоучет ограниченной растворимости в расплаве воды; проблема пространства и зонального строения пегматитов (нужны большие открытые полости); не объяснена смена калиевых полевых шпатов (микроклина) натриевыми (альбит) за счет автометасоматоза.

2. Магматогенно-пневматолито-гидротермальная двухэтапная гипотеза американских геологов (Р.Джонс, Е.Камерон и др.). В ранний магматический этап система закрыта. В открытых полостях происходило заполнение пегматитами простого состава. Во второй пневматолито-гидротермальный этап система становилась открытой. Поступавшие из глубин растворы метасоматически перерабатывали более ранние простые пегматиты и формировали сложные по составу тела. К недостаткам следует отнести незначительные по масштабам следы выноса и привноса вещества за пределы пегматитовых тел, не соответствующие их мощной гидротермальной переработке.

3. Метасоматическая двухэтапная гипотеза А.Заварицкого предполагает преобразование любой исходной породы, близкой по составу к граниту. В первый этап остаточные горячие газо-водные растворы находились в химическом равновесии с вмещающими породами и перекристаллизовывали их без изменения состава. В закрытой системе возникали простые крупнокристаллические пегматиты. Во второй этап уже в обстановке открытой системы происходило замещение простых

пегматитов новыми минеральными ассоциациями. Эта гипотеза не объясняет формирование пегматитов в негранитных породах и отсутствие геохимических и метасоматических ореолов.

4. Ликвационная гипотеза, развиваемая А. Маракушевым и Е. Граменицким, касается генезиса только гранитных пегматитов. Доказывается тесная генетическая связь пегматитов с материнскими гранитоидами. Пегматитоносность массивов связывается с их расслоенностью. Пегматитообразование – это самостоятельный петрогенетический процесс, который заключается в отщеплении от остаточной магмы особого флюидного расплава по механизму жидкостной несмесимости.

5. Метаморфогенная гипотеза разработана В. Мораховским. Она трактует условия формирования пегматитов в древних докембрийских метаморфических комплексах. Представляется, что пегматиты формируются как продукты метаморфизма на его регрессивном этапе. В зависимости от условий давления и температуры они разделяются на обычные перекристаллизованные мусковитовые пегматиты, формирующиеся в обстановке дистен-силлиманитовой фации, и сложные редкометальные пегматиты андалузит-силлиманитовой фации. Недостатком этой гипотезы является ее ограниченный характер, применимый только к пегматитам в древних метаморфических комплексах.

В рассмотренных гипотезах спорными положениями являются представления о роли особого остаточного расплава, о масштабах метасоматоза, об источниках флюидов, о степени закрытости системы, о растворимости воды. Не существует одной универсальной гипотезы, объясняющей все разнообразие пегматитов, в конкретных геологических ситуациях справедливы отдельные положения всех пяти гипотез.

Рудные формации

1. Формация простых керамических пегматитов (месторождения Карелии, Украины, Сибири).

2. Формация мусковитовых пегматитов (месторождения Карелии и Забайкалья).

3. Формация редкометальных пегматитов. Помимо наиболее важных редких металлов: тантала, лития, бериллия, ниобия, из них добывают олово, вольфрам, уран, торий.

4. Формация кристаллов и драгоценных камней: (горный хрусталь, оптический флюорит, топаз, аквамарин, гранаты, аметисты и др. (Украина, Бразилия, Южная Африка, Австралия, Индия и др.).

Альбитит-грейzenовые месторождения

Альбититы и грейzenы – это щелочные метасоматиты, образованные постмагматическими или метаморфическими пневматолито-гидротермальными флюидами. Альбититы и грейzenы объединяют общность происхождения, локализации и источника вещества. Обычно зоны альбититизации и грейzenизации развиваются в апикальных частях массивов кислых и щелочных гипабиссальных изверженных пород, подвергшихся постмагматическому щелочному метасоматозу. При этом вследствие натрового метасоматоза апикальные части гранитных куполов и их апофиз альбититизируются, а избыток калия выносится и связывается в грейzenах, образующихся на границе альбититизированных гранитов и вмещающих их пород, а также среди последних, близ кровли интрузивов. В связи с возникновением альбититов увеличивается концентрация натрия, а при формировании грейzenов накапливается калий. Установлено, что по мере увеличения общей щелочности процесса объем альбититизированных пород возрастает, а грейzenизированных падает. В связи с этим в природе чаще встречаются грейzenы без альбититов и наоборот - альбититы без грейzenов. При этом происходит рафинирование пород от металлических элементов-примесей и переотложение части их в альбититах, а другой части в грейzenах. Типоморфные металлы альбититов – цирконий, ниобий, торий, а грейzenов – бериллий, литий, олово и вольфрам.

Геологические условия образования

Альбитит-грейzenовые месторождения тесно связаны с формацией нормальных и крайне кислых гранитов средней стадии геосинклинального развития, на поздней стадии они тяготеют к гранитам повышенной щелочности, на активизированных платформах связаны с формацией щелочных пород. Интрузивные комплексы, с которыми связаны альбититы и грейzenы, являются образованиями определенных геодинамических обстановок: зон столкновения континентальных литосферных плит; заключительные стадии развития орогенных поясов; магматические дуги активных окраин континентальных плит; зоны глубинных разломов; области активизации платформ. Формирование этих метасоматитов происходило с равномерным приростом их объемов.

Физико-химические условия образования

Формирование альбитит-грейzenовых месторождений происходило в обстановке воздействия горячих химически агрессивных постмагматических водных растворов на массу интрузивной породы. Согласно А.Беусу, намечается следующая схема процесса их образования. Воздействие горячих постмагматических растворов на интрузивные породы приводило к развитию процессов калиевого метасоматоза (ранняя микроклинизация) в ядерных частях массивов в обстановке повышенного давления. На фоне падения температуры и возрастающей кислотности раствора происходила смена калиевого метасоматоза натриевым,

приведшим к альбитизации преимущественно в периферической зоне массивов в условиях пониженного давления. В условиях максимальной кислотности, наступавшей в момент перехода флюида из надкритического (пневматолитового) в гидротермальное состояние, протекала стадия грейзенизации. Высокая кислотность обусловлена появлением свободных кислых анионных компонентов в результате диссоциации неустойчивых соединений при появлении жидкой фазы воды.

Температурный режим образования альбититовых и грейзеновых месторождений определяется следующими примерными границами (в °С): микроклинизация 650 – 580, альбитизация 550 – 400, грейзенизация 450 – 300. Месторождения формируются на глубине 5 – 1 км, что соответствует литостатическому давлению 130 – 6 МПа.

Группа альбитит-грейзеновых месторождений распадается на два класса – альбититовые и грейзеновые.

Альбититовые месторождения

Альбититовые месторождения представляют собой штокообразные тела и зоны, сложенные альбититами – лейкократовыми породами, в которых на фоне мелкозернистой основной альбитовой массы отмечаются выделения кварца и микроклина, а также пластины слюд, щелочного амфибола, реже пироксена. Минеральный состав альбититов в существенной степени зависит от состава исходных пород и заметно изменяется в соответствии с их щелочностью. В альбититах выделяются участки с промышленными концентрациями редких, редкоземельных и урановых элементов. Промышленный интерес при разработке альбититов могут представлять ниобий, цирконий, торий, литий, бериллий и редкие земли.

Выделяют два типа месторождений: 1) в связи с интрузивными массивами; 2) без связи с магматическими комплексами.

Первый тип приурочен к метасоматически переработанным куполам и апофизам массивов нормальных и субщелочных гранитов. Их площадь достигает нескольких квадратных километров, а глубина распространения – 600 м. Для этих месторождений обычна вертикальная метасоматическая зональность (снизу вверх): неизмененные породы – появление мусковита – альбитизированная порода – альбитит – грейзен.

Второй тип не имеет установленных связей с магматическими комплексами. Он развит вдоль зон региональных глубинных разломов, рассекающих кристаллический фундамент древних платформ, и имеет линейные секущие формы рудоносных форм (рис.9).

Возникновение линейных альбититов обусловлено воздействием химически активных горячих растворов, восходящих по разломам. Одни геологи считают источником этих растворов скрытые на глубине гранитные интрузии, другие приписывают им метаморфогенное

происхождение. Выделяют три главные рудные метасоматические формации: калиевая (микроклиновая) с бериллиевыми рудами; калинатровая (альбит-микроклиновая) с тантал-ниобиевыми рудами; натровая (эгирин-рибекитовая и эпидот-хлоритовая) с урановой минерализацией. В линейных альбититах сконцентрированы существенные запасы урана, тория и бериллия, в меньшей степени тантала, ниобия, редких земель.

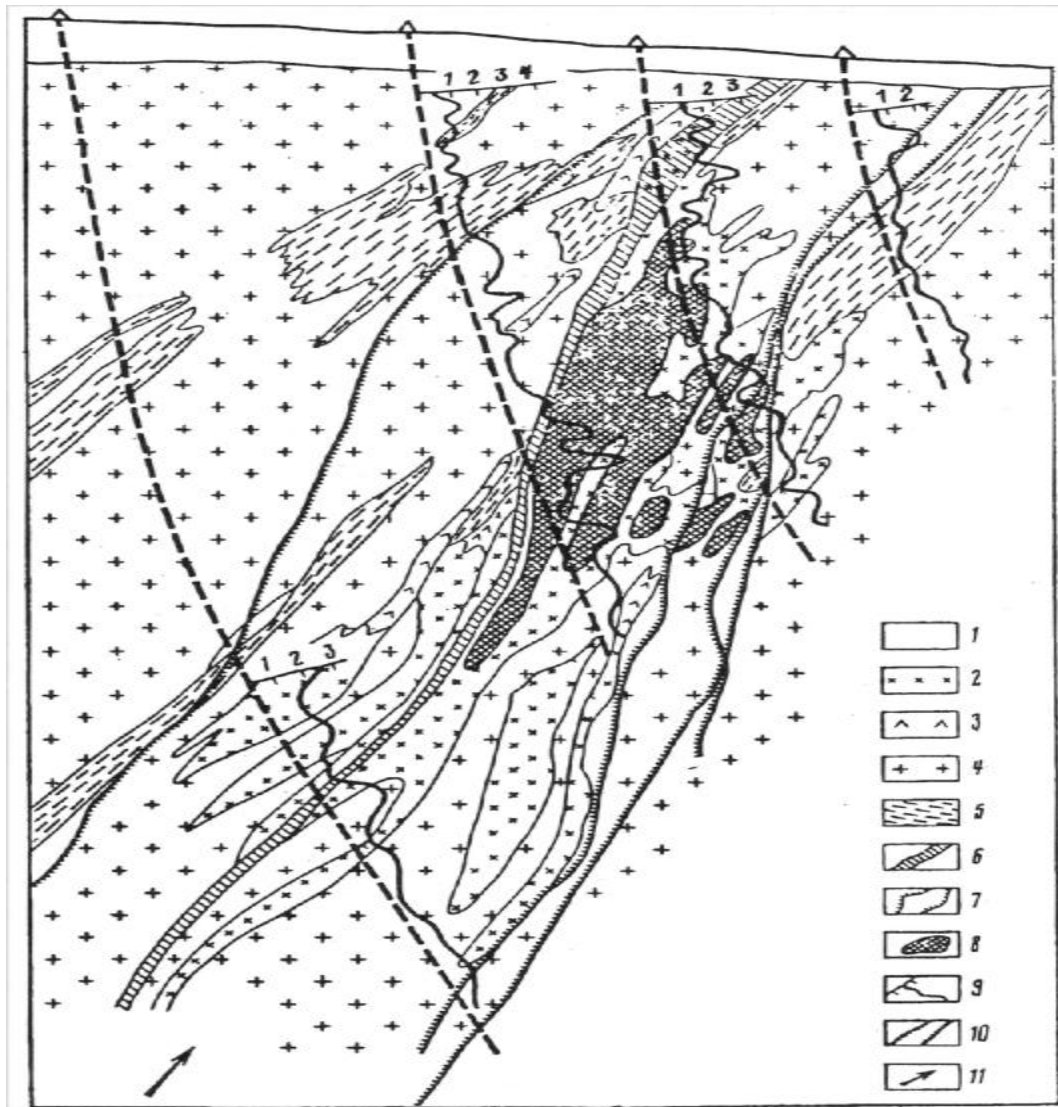


Рис. 9. Геологический разрез месторождения ураноносных альбититов (по Я.Н.Белевцеву и др.): 1 — отложения осадочного чехла, 2 — альбититы, 3 — сиенитоподобные породы, 4 — граниты и мигматиты, 5 — гнейсы, 6 — Главный разлом, 7 — оперяющие разрывные нарушения, 8 — ураноносные альбититы, 9 — степень катаклаза пород в баллах, 10 — контуры зоны повышенных значений пористости и проницаемости пород, 11 — направление движения гидротермальных растворов.

Грейзеновые месторождения

Грейзеновые месторождения формируются в апикальных выступах гранитных массивов и в алюмосиликатных породах, реже в основных и карбонатных породах их кровли. Грейзен представляет собой агрегат слюды и кварца с примесью турмалина, топаза, флюорита и сопровождающих их рудных минералов (касситерита, вольфрамита, молибденита, берилла, литиевых слюд). Выделяют эндо- и экзогрейзены. На долю эндогрейзенов приходится более 80% объема этих метасоматитов. Они слагают штоки и жилы и развиваются на 300 – 500 м вглубь от кровли массива. Экзогрейзены образуют штокверки, распространяющиеся по вертикали до 1500 м от контакта интрузии. В общей схеме грейзенообразования первыми отлагаются минералы молибдена, вольфрама и олова, затем тантала, ниобия, бериллия, лития, далее различные сульфиды, флюорит, карбонаты. С грейзенами связаны месторождения олова, вольфрама, лития, бериллия. Обычно грейзеновые месторождения комплексные. Как правило, руды богатые, но запасы редко бывают значительными.

Скарновые месторождения

Скарнами называются породы известково-силикатного состава, образовавшиеся метасоматическим путем в приконтактной области интрузивов среди карбонатных, реже силикатных пород. Выделяют экзоскарны, располагающиеся за пределами интрузии, и эндоскарны, находящиеся внутри последних. Большая часть скарнов относится к экзоскарновым образованиям. Некоторая часть экзоскарнов может находиться от контакта на десятки и даже сотни метров.

Геологические особенности скарновых месторождений

Отмечается большое разнообразие скарновых тел. Это пластообразные залежи, линзы, штоки, трубы, жилы и жилообразные тела, гнезда, сложные комбинированные залежи.

По составу исходных пород скарны разделяются на три типа: *известковые, магнезиальные и силикатные*. *Известковые* скарны наиболее распространены и образуются по известнякам. Их состав: гранаты ряда гроссуляр-андрадит и пироксены ряда диопсид-геденбергит. Иногда широко развиты везувиан, волластонит, скаполит, амфибол, эпидот. *Магнезиальные* скарны более редки. Они возникают при замещении доломитов и состоят из диопсида, форстерита, шпинели, флогопита, серпентина и реже других минералов. *Силикатные* скарны относятся к редким образованиям, они формируются по гранитоидам, порфирам и их туфам, траппам, аркозовым песчаникам и алевролитам. Типоморфным минералом для них является скаполит.

Преобладающими текстурами являются полосчатая, пятнистая, массивная, гранобластовая, волокнистая.

Скарнам свойственно зональное строение. Обобщенная модель зональности имеет следующий вид: гранитоиды неизменные и осветленные мусковитизированные, эндоскарны гранатового состава с эпидотом и плагиоклазом, экзоскарны пироксен-гранатовые, скарны гранатовые, скарны пироксеновые, известняки мраморизованные, сменяющиеся неизменными известняками (рис.10).

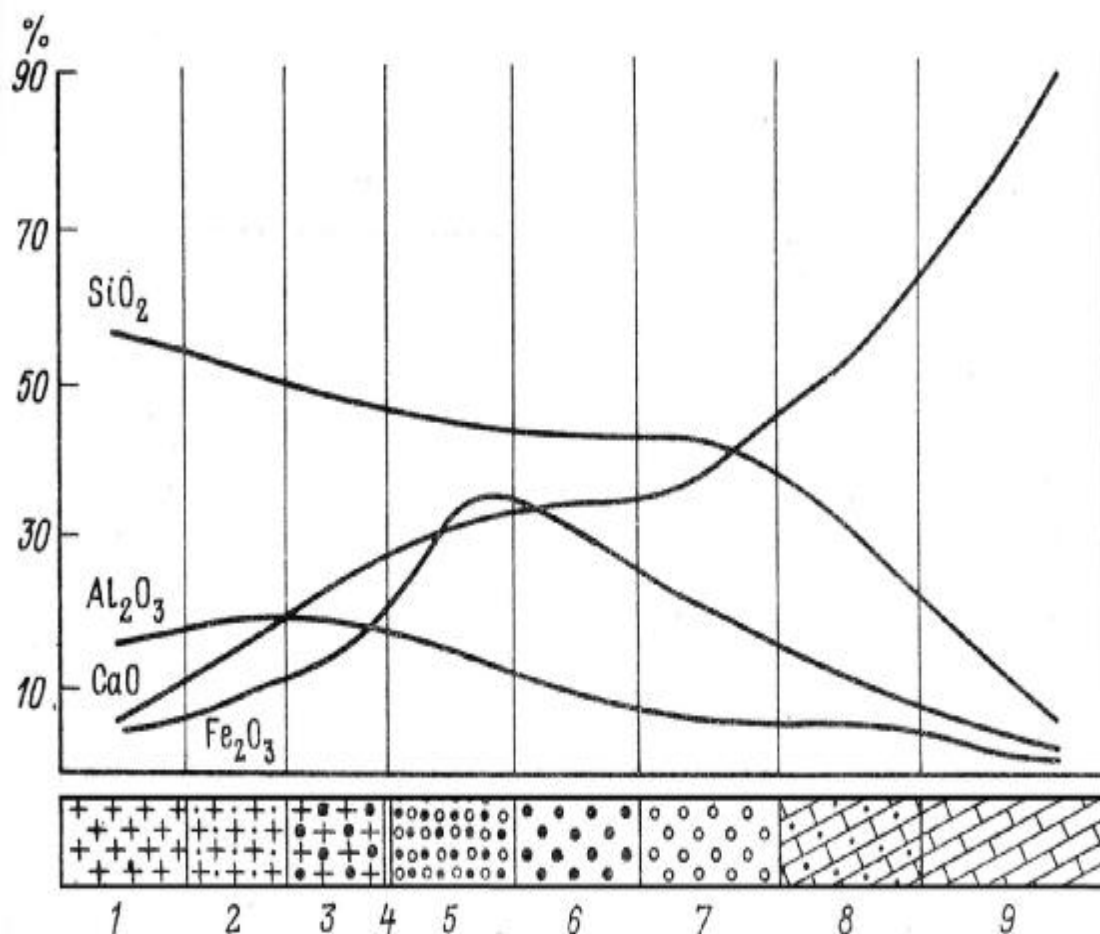


Рис. 10. Стандартная зональность скарнов и кривые изменения их химического состава: 1 — гранит; 2 — осветленный гранит; 3 — околоскарная порода — эндоскарн; 4 — контакт гранитов и известняков; 5—7 — экзоскарн; 5 — пироксен-гранатовый, 6 — преимущественно гранатовый, 7 — преимущественно пироксеновый; 8 — мраморизованный известняк; 9 — известняк.

Геологические условия образования

Скарновые месторождения тесно связаны с изверженными породами:

- 1) формацией плагиогранитов ранней стадии геосинклинального развития, с которой ассоциируют месторождения Fe, Cu и Co;
- 2) формацией гранодиоритов средней стадии связаны шеелитовые залежи;
- 3) формацией малых интрузий гранитоидного состава поздней стадии геосинклинального развития, по составу полезных ископаемых это обычно комплексные вольфрам-молибденовые или свинцово-цинковые месторождения;
- 4) трапповой формацией платформенного этапа развития, с ней связаны железорудные месторождения.

Скарновые месторождения формировались на всем протяжении развития земной коры. Отмечается тяготение некоторых крупных месторождений к герцинскому времени.

Скарновые месторождения не образуют непрерывного кольца вокруг интрузивов. Они образуются там, где магматический контакт пересекает породы, благоприятные для скарнообразования при наличии геологических структур, обеспечивающих этот процесс. Наиболее благоприятными для развития скарнов являются карбонатные породы, а затем известковистые эффузивы и их туфы, причем более всего способствуют процессу не однородные толщи, а их переслаивание с породами иного состава. Благоприятными геологическими структурами для скарновых месторождений являются: поверхность контакта интрузий, слоистость вмещающих пород, складчатые и разрывные нарушения.

По соотношению процессов образования руд и скарнов выделяют три типа. Они образуются *одновременно* в течение единого генетического процесса. К ним принадлежит большая часть магнетитовых, боратовых и графитовых месторождений. В этом случае контуры рудных тел совпадают или являются близкими к контурам скарнов. *Тип сопровождающего оруденения* – оруденение непосредственно сменяет скарнообразование. Руды занимают часть объема скарнов. Примером могут служить некоторые залежи магнетита, боратов, вольфрамовые и оловорудные месторождения. *Тип наложенного оруденения* – оруденение связано с процессами поздней флюидно-водной стадии скарнообразования. К нему принадлежит большинство месторождений кобальта, меди, свинца, цинка, золота, олова, тория и урана. Скарны в этом случае являются вмещающими породами. Контуры рудных тел не совпадают с очертаниями скарновых залежей. Таким образом, скарнообразование не связано генетически с рудообразованием. Это два независимых параллельных процесса, пересекающихся в некоторых геологических ситуациях. Образование скарнов, как правило, предшествует формированию руд и в ряде случаев создает благоприятную обстановку.

Физико-химические условия образования

Скарны образуются в результате комбинированного воздействия тепла интрузий и горячих минерализованных газовой-жидких растворов.

1. Под воздействием тепла вмещающие породы испытывают термальный изохимический метаморфизм. По сланцам образуются контактовые роговики, по песчаникам – кварциты, по известнякам – мраморы. Зоны этих пород сплошным ореолом развиваются вокруг интрузий на любой глубине и при любом давлении.

2. Под влиянием флюидов, выделявшихся из затвердевавшей интрузии, в ее эндо- и экзоконтактах протекали метасоматические процессы, образовавшие скарны. Эти явления происходили на небольших глубинах, где внутреннее флюидное давление было в состоянии преодолеть внешнюю литостатическую нагрузку. Оптимальный диапазон глубин скарнообразования 0,5 – 2,5 км.

Большинство скарновых месторождений формировалось в широком интервале температур при их снижении к концу процесса. Начальная температура около 900⁰С, а завершался этот процесс при среднетемпературном гидротермальном режиме (около 300⁰С).

Генезис

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

Инфильтрационно-диффузионная гипотеза базируется на концепции биметасоматоза, объясняющей природу процессов, происходящих на разогретом контакте интрузивных пород и известняков. Здесь возникает неравновесная химическая система. Начинается встречно-диффузный отток элементов из областей их повышенных концентраций. На фронтах подобных миграций происходят обменные реакции. При разной подвижности элементов в направлении к фронту диффузии будет происходить понижение их концентраций с различной скоростью, обуславливая зональность минеральных парагенезисов.

Концепция биметасоматоза обладает следующими недостатками: 1) баланс кремнезема и СаО для скарнов, формировавшихся в известняках и в гранитоидах, не может быть обеспечен диффузным переносом вещества, нужен дополнительный привнос этих компонентов; 2) нельзя объяснить образование скарнов, залегающих исключительно среди силикатных или карбонатных или вообще удаленных от интрузии; 3) в предложенной схеме нет места для рудных месторождений.

В дальнейшем концепция биметасоматоза была преобразована Д.С.Коржинским в инфильтрационно-диффузионную гипотезу. В новой модели скарнового процесса предполагалось, что месторождения формируются в связи с циркуляцией горячих растворов, выносимых как из глубинных магматических очагов, так и заимствованных из пород на путях

движения этих растворов. Как считает Д.Коржинский, основная масса скарнов образована биметасоматическим способом, а рудные месторождения связаны с мощным воздействием постмагматических растворов, циркулировавших в трещинных зонах. Тем не менее и этот вариант гипотезы не объясняет причин разнообразия рудных минералов в скарнах и не увязывает стадийность скарнового процесса и рудообразования.

Согласно *стадийной гипотезы* П.П.Пилипенко, считается, что главная масса вещества скарнов и руд привносится извне растворами. По мере снижения температуры состав привносимых веществ менялся, обуславливая минеральную зональность. Предполагается, что метасоматические процессы протекали в шесть стадий:

- 1) кремневая стадия – привнос кремния при высокой температуре приводил к образованию диопсидовых пород;
- 2) алюмосиликатная осуществлялась в обстановке привноса кремния и алюминия и завершалась формированием гранатов и пироксенов;
- 3) галоидная протекала в условиях поступления хлора и появления скаполита;
- 4) железная отличалась привносом железа и выделением его в форме закисных и окисных соединений.

В течение этих стадий формировались безводные скарны. Далее флюидный режим резко менялся. В пятую флюидно-водную стадию поступали вода и углекислота и возникали породы, состоящие из роговой обманки, эпидота, иногда с примесью шеелита и кальцита. Процесс завершала сульфидная стадия, в течение которой при низких температурах и постоянном привносе H_2O , H_2 и металлов образовывались сульфиды и сульфосоли.

На основании геологических данных и экспериментальных разработок в настоящее время модель скарнового процесса представляется в следующем трехстадийном виде:

1. Контактный изохимический метаморфизм протекает при температуре $900-650^{\circ}C$. Образуются сплошным ореолом безрудные диопсидовые роговики и мраморы.
2. Ранняя скарновая стадия проявляется спорадически, занимая примерно 1/10 периметра интрузии. При температурах $650-400^{\circ}C$ возникали «сухие» безводные темные эндо- и экзоскарны, состоящие из пироксенов, гранатов, скаполита, геденбергита, магнетита, гематита.
3. Поздняя флюидно-водная стадия протекает с участием H_2O , H_2 , CO_2 , хлоридов и комплексных соединений металлов при температурах $450-300^{\circ}C$. Образуются роговая обманка, эпидот, кальцит, сульфиды и сульфосоли.

Рудные формации

1. Железорудная формация.
2. Формация шеелитоносных скарнов с молибденитом.
3. Меднорудная формация.

4. *Полиметаллическая формация.*
5. *Формация оловорудных скарнов.*

6. Месторождения бора.

Выше перечислены только наиболее значительные промышленные типы месторождений, залегающие в скарнах. Помимо отмеченных, в скарнах встречаются руды золота, платины, бериллия, ниобия, урана и тория, графита, хризотил-асбеста, талька и многих других видов минерального сырья.

Гидротермальные месторождения

Гидротермальные месторождения создаются циркулирующими под поверхностью земли горячими минерализованными газовой-жидкими растворами. Они возникали на протяжении всей истории развития земной коры от раннего архея до наших дней включительно. К современным аналогам гидротермальных систем относятся эксгаляционные процессы срединно-океанических хребтов, фумарольные воды Камчатки, Аляски, Чили и других регионов, минерализованные источники Красного моря, полуострова Челекен, Южной Калифорнии и других территорий.

Гидротермальные месторождения имеют крупное значение в добыче цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов. Из неметаллических месторождений к ним принадлежат месторождения хризотил-асбеста, магнезита, флюорита, барита, горного хрусталя, исландского шпата, а также некоторые месторождения флогопита, графита, апатита, гипса.

Геологические особенности месторождений

Формы рудных тел. Гидротермальные руды возникают как вследствие отложения минеральных масс в пустотах горных пород, так и в связи с замещением последних. Поэтому формы рудных тел зависят, с одной стороны, от морфологии рудовмещающих полостей, а с другой стороны, от очертаний замещаемых пород. Наиболее типичны для гидротермальных месторождений различные жилы, часто встречаются штоки, гнезда, штокверки, линзы, пластообразные залежи и сложные комбинированные тела.

Геологический возраст. Гидротермальные месторождения формировались на всем протяжении длительного развития земной коры. Расцвет гидротермальной деятельности начинается с герцинской эпохи. Интенсивные гидротермальные процессы продолжались в киммерийскую и альпийскую эпохи.

Геологические структуры. Среди геологических структур, контролирующих образование гидротермальных месторождений, выделяются *рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие*. *Рудоподводящими* являются структуры, которые рассматриваются в качестве каналов, определивших места поступления рудоносных растворов из глубинных частей в пределы рудного поля. Чаще всего это крупные разломы или хорошо проницаемые пласты, или свиты пластов. *Рудораспределяющими* называются структуры, по которым рудоносные растворы отводятся от рудоподводящих каналов на участки

рудоотложения. Это разрывы или водопроницаемые пласты,
пересекаемые или пересекающие рудоподводящий канал.

Рудовмещающими являются структуры, локализирующие рудные тела и определяющие их форму, размеры и особенности внутреннего строения.

Связь с магматическими формациями. Основная масса гидротермальных месторождений возникает на поздней стадии геосинклинального цикла. При этом с формацией малых гипабиссальных интрузий связаны плутоногенные, с формацией вулканических андезитодацитов – вулканогенные гидротермальные месторождения. На активизированных платформах в ассоциации с формациями трапповых, щелочных и гранитных пород также известны разнообразные гидротермальные месторождения.

Признаками связи между гидротермальными месторождениями и магматическими комплексами являются следующие: 1) одновременность образования; 2) приуроченность к одним и тем же геологическим структурам; 3) одинаковые фациально-глубинные условия образования; 4) одинаковая степень метаморфизма; 5) зональное размещение месторождений по отношению к массивам магматических пород; 6) геохимическое родство между интрузиями и месторождениями.

В общем случае устанавливаются четыре формы связи между гидротермальными месторождениями и магматическими породами:

1) *генетическая*, или материнская, при которой постмагматические месторождения являются продуктами магматических пород;

2) *парагенетическая*, косвенная, при которой постмагматические месторождения и интрузивные породы являются производными породившего их магматического очага;

3) *агенетической*, случайной, объединяющей на одной площади генетически не связанные интрузивы и гидротермальные месторождения;

4) *отсутствие видимых связей* для гидротермальных месторождений, развитых на площадях без магматических пород.

Дайки и гидротермальные месторождения. Дайки часто сопутствуют гидротермальным месторождениям. Совместное нахождение даек и рудных тел чаще всего обусловлено тектоническими разломами. Дайки бывают дорудные, прерудные, внутрирудные, пострудные и послерудные. Пространственная связь рудных тел и даек может быть шести типов:

1) дайки и рудные тела встречаются совместно, но залегают в самостоятельных геологических структурах;

2) дайки пересекаются рудными жилами;

3) дайки пересекают рудные жилы;

4) рудные жилы выполняют трещины оперения;

5) дайки и рудные жилы выполняют одни и те же трещины;

6) дайки содержат прожилково-вкрапленное оруденение.

Зональность гидротермальных месторождений.

Зональность гидротермальных месторождений с момента появления учения о рудных месторождениях привлекла внимание ведущих ученых в

связи с важностью этой проблемы для поисков промышленного орудения. Англичанин В.Эммонс (1924) разработал концепцию о последова-

тельном отложении в порядке, обратном растворимости минералов по мере понижения температуры растворов, удалявшихся от материнского плутона. Им было выделено 16 зон. В высокотемпературных зонах отлагались минералы олова, вольфрама, мышьяка, висмута, а во внешних низкотемпературных – серебра, золота, сурьмы, ртути. С.С.Смирнов предложил пульсационную гипотезу зональности. Он, в отличие от Эммонса, считает, что гидротермальный процесс носит прерывистый стадийный характер. В настоящее время стало очевидным, что нет одного или даже несколько определяющих факторов. На зональность рудоотложения влияют многочисленные факторы, и она различна для разных классов и групп месторождений, формировавшихся в отличающихся тектономагматических обстановках. По В.И.Смирнову, следует различать зональность первого рода, обусловленную стадийностью процесса, и второго рода, связанную с фациальной последовательностью выделения из раствора минералов.

Гидротермальные изменения пород, вмещающих рудные тела. В процессе взаимодействия гидротермальных растворов с породами, вмещающими рудные тела, происходит их метасоматическое преобразование. По главному химическому элементу, вытесняющему другие порообразующие элементы, различают несколько видов окolorудного метасоматоза. *Калиевый* метасоматоз по мере снижения температуры процесса проявляется в виде калиевой полевошпатизации, мусковитизации, серицитизации и каолинизации. Мусковитизация связана с преобразованием темноцветных минералов и отчасти полевых шпатов в мусковит. Серицитизация наиболее обычна в породах кислого и среднего состава. Каолинизация или аргиллизация выделяются по развитию таких минералов каолиновой группы, как каолин, диккит, накрит.

Натровый метасоматоз приводит к альбитизации, которая наиболее охотно развивается по кислым магматическим породам.

Кремневый метасоматоз может развиваться практически по любым породам. При этом в процессе окварцевания по сланцам и тонкозернистым песчаникам возникают роговики, по кислым и средним изверженным породам формируются вторичные кварциты, по карбонатным породам образуются джаспероиды.

Магниевоый метасоматоз приводит к преобразованию известняков и мраморов в доломиты.

Железо-магниевоый метасоматоз осуществляется в виде хлоритизации по породам различного состава, в том числе по кислым, средним и основным туфам, гнейсам, сланцам и песчаникам.

Кальциевый метасоматоз проявляется в виде пропилитизации и лиственитизации. Пропилиты развиваются среди кислых и основных пород, особенно эффузивных. В их состав входят карбонаты, альбит, хлорит, эпидот, серицит, соссюрит. Листвениты наиболее отчетливо проявляются среди змеевиков, ультраосновных и основных пород. В

составе лиственитов магнезиально- железистые карбонаты, тальк,
хлорит, фуксит, серицит, пирит.

Прочие изменения боковых пород включают серпентинизацию и оталькование ультраосновных пород; турмалинизацию, биотитизацию, адуляризацию, эпидотизацию, алунитизацию, флюоритизацию, баритизацию, гематитизацию различных по составу формаций.

Физико-химические условия образования

Движение рудоносных растворов, находящихся в форме взвесей, коллоидов и молекулярных соединений, контролируется пористостью, проницаемостью, температурой и давлением среды рудообразования. Температуры гидротермального процесса изменяются в интервале 700-250⁰С. К наиболее продуктивным относится диапазон 400-100⁰С. Температуру определяют, исследуя: 1) флюидные включения в минералах; 2) элементы-примеси; 3) изотопные соотношения; 4) диаграммы равновесий минеральных ассоциаций. Давление оценивают двумя способами – гидростатическим и литостатическим. Месторождения формируются при литостатическом давлении от десятков до 500 МПа, а наиболее продуктивные стадии – 150-200 МПа.

Вода в гидротермы поступает из пяти источников: магматического, атмосферного, порового, морского и метаморфического. Выявление природы воды осуществляется по отношению изотопов кислорода и водорода во включениях и по их химическому составу.

Магматическая вода отделяется от магматических расплавов в процессе их застывания. Метаморфическая вода образуется вследствие метаморфизма горных пород на глубине под воздействием возрастающих давления и температуры. Поровая вода находится в пористом пространстве древних осадков, слагающих различные формации осадочных горных пород. Атмосферная вода может проникать в глубинные части земной коры, нагреваться, минерализоваться и приобретать свойства горячих минерализованных гидротермальных растворов. Морская вода может быть вовлечена в гидротермальный процесс в тех случаях, когда в придонные части моря или океана внедряются магматические массы, создающие местные очаги разогрева.

Минеральное вещество представлено тремя источниками: 1) ювенильным (базальтоидным, подкорovým) – Fe, Mn, Ti, V, Cr, Ni, Cu, Pt и др.; 2) ассимиляционным (гранитоидным, корovým) – Sn, W, Be, Li, Nb, Ta и др.; 3) фильтрационным (внемагматическим) – Si, Ca, Mg, K, Cl, Fe, Mn, Zn, Pb, Au, Ni и др.

Формы переноса минеральных соединений представлены истинными растворами, коллоидами, простыми ионными и комплексными ионно-молекулярными соединениями. В природе на различных стадиях рудного процесса и в различных геологических условиях присутствуют все отмеченные формы. Однако ведущими являются комплексные ионно-молекулярные соединения: они хорошо растворимы, чувствительны к физико-химическим условиям и реагируют на их изменения, легко распадаются на простые ионы.

Перемещение вещества гидротермальными растворами осуществляется двумя способами – инфильтрацией и диффузией. Инфильтрация обусловлена давлением парообразной фазы, литостатическим и гидростатическим напором, тектоническим стрессом и термическим градиентом. Это основной способ перемещения вещества. Диффузия – исключительно медленный процесс. Она определяет ход метасоматических преобразований, способствуя проникновению растворов в поровые системы пород.

Отложение вещества из гидротермальных растворов вызвано следующими причинами: обменными окислительно-восстановительными реакциями, изменением pH, коагуляцией коллоидов, распадом комплексных ионов, фильтрационным эффектом, сорбцией, естественными электрическими полями, изменением температуры и давления. Особую роль в гидротермальном процессе играет режим серы и кислорода. При высоком потенциале серы возникают сульфиды, а кислорода – легко растворимые сульфаты. Сродство металлов к сере образует закономерный ряд: Zn, Mo, Sn, Fe, Pb, Cu, Sb, Hg. Подобный ряд установлен и сродству металлов к кислороду: Be, Mg, Li, Nb, Mn, Cr, Sb, Pb, Hg, Ag. Режим кислорода меняется в разрезе верхней части земной коры. В направлении к поверхности парциальное давление кислорода увеличивается, в результате сульфиды сменяются сульфатами.

Классификация гидротермальных месторождений

Наиболее распространенной из зарубежных классификаций, используемой многими геологами, является систематика В.Линдгрена, разделяющая месторождения по температурам и глубине образования на три класса:

- 1) гипотермальный – большие глубины, высокие давления и температуры (500-300⁰C);
- 2) мезотермальный – средние глубины, температуры 300-200⁰C;
- 3) эпитеpmальный – небольшие глубины и низкие температуры (200-50⁰C).

Американские геологи в 50-е годы XX в. дополнили ее еще тремя классами: лептотермальным – средние глубины, низкие температуры; телотермальным – малая глубина, низкие температуры; ксенотермальным – малая глубина и высокие температуры.

В нашей стране популярностью пользовалась классификация П.М.Татарина и И.Г.Магакьяна. Эти авторы выделили два класса месторождений: 1) умеренных и больших глубин (более 1км); 2) малых глубин и приповерхностных (менее 1км). В свою очередь каждый класс разделен на три подкласса: высокотемпературный (более 300⁰C), среднетемпературный (300-200⁰C) и низкотемпературный (меньше 200⁰C).

Во второй половине XX в. стала разрабатываться новая принятая в настоящее время большинством геологов современная классификация. В

наиболее законченном виде эта систематика была изложена в трудах В.И.Смирнова, который разделил гидротермальные месторождения на три

класса: *плутоногенный, вулканогенный и амагматогенный*.

Плутоногенные месторождения связаны с кислыми, умеренно кислыми и умеренно щелочными гипабиссальными изверженными породами. По преобладающему развитию ведущей минеральной ассоциации выделяются три подкласса: *кварцевый, сульфидный и карбонатный*. Распространены переходные месторождения: кварц-карбонатные, кварц-сульфидные и карбонатно-сульфидные. Формирование месторождений, как правило, осуществляется в несколько стадий. Отмечается общая тенденция к выделению на ранних стадиях оксидных соединений (кварц, магнетит, гематит, вольфрамит, касситерит и др.), на средних происходит массовое выделение сульфидов, их аналогов и сульфосолей, а на поздних отлагаются карбонаты. Образование месторождений сопровождается изменением боковых пород. Особенно характерны серицитизация, хлоритизация, окварцевание, доломитизация, лиственизация, флюоритизация, пиритизация, гематитизация.

Среди рудных тел известны изометричные, плоские и трубообразные залежи. Размеры колеблются в широких пределах от нескольких метров до десятков километров по простиранию. Месторождения формировались главным образом на глубине от 1 до 5 км. Начальная температура процесса минералонакопления достигала 500⁰С и более, но в большинстве месторождений была близка 400-300⁰С, затем она постепенно падала.

Среди месторождений *кварцевого* парагенезиса выделяются следующие главные рудные формации: *кварц-золоторудная, кварц-касситеритовая, кварц-молибденитовая, кварц-шеелитовая, кварц-висмутинная, кварц-уранинитовая*.

Образования *сульфидного* парагенезиса включают в качестве характерных следующие формации: *полиметаллическая (галенит-сфалерит-халькопиритовая), сульфидно-настурановая, пятиметальная (Co, Ni, Bi, Ag, U), сульфидно-касситеритовая, сурьмяно-мышьяковая*.

В образованиях *карбонатного* парагенезиса различают формации *сидеритовую, родохрозитовую, магнезитовую, кальцит-тремолит-тальковую*.

Вулканогенные месторождения. Месторождения этого класса связаны главным образом с наземным преимущественно андезит-дацитовым вулканизмом, а также с щелочным и трапповым магматизмом. Наиболее характерны месторождения, приуроченные к жерлам палеовулканов и их периферии (рис.11).

Им свойственны конические, кольцевые, трубчатые, внутрижерловые и радиально-трещинные структуры. Рудные тела имеют форму жил, труб и штокверков. Чаще всего они невелики по размерам, быстро выклиниваются с глубиной, хотя нередко сложены очень богатой рудой, образующей спорадические скопления или так называемые «бонанцы».

Для вулканогенных месторождений характерны специфические изменения вмещающих эффузивных пород, проявляющиеся в их окварцевании,

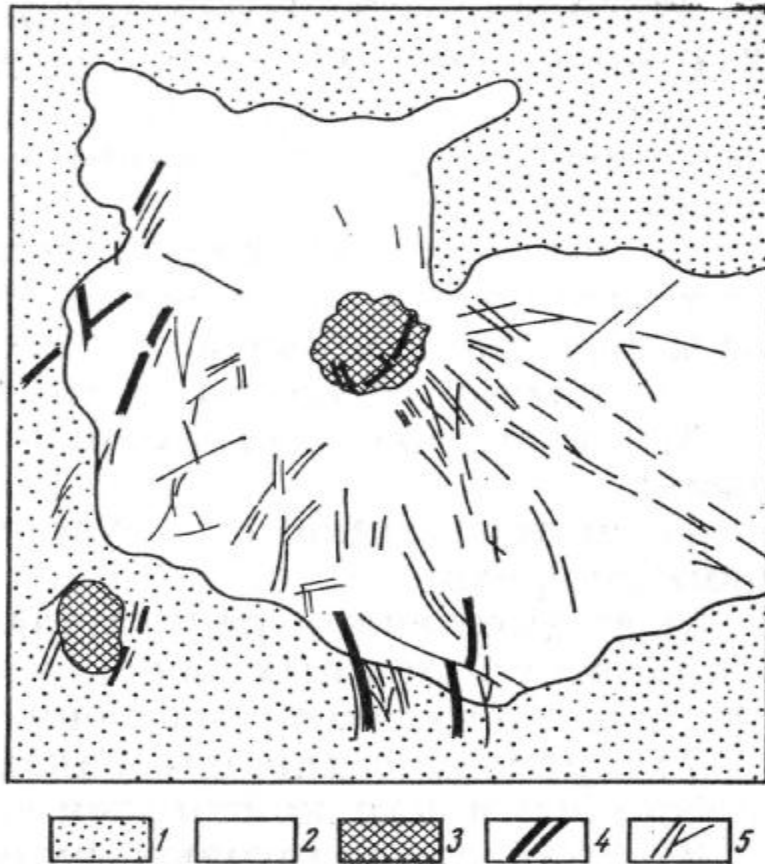


Рис. 11. Схема геологического строения месторождения Крипл Крик (по В.Линдгрёну): 1 - древние граниты; 2 - лавовый покров; 3 - жерла вулканов; 4 - дайки; 5 - рудные жилы.

пропилитизации, алунитизации и каолинизации. Эти месторождения формировались в приповерхностной зоне на глубине от нескольких десятков до сотен метров. Они возникали в условиях резкого спада температуры и давления. Такая обстановка приводила к большой скорости минералонакопления, способствующей сучиванию (телескопированию) накладывающихся друг на друга сложных и разнообразных минеральных ассоциаций. Для руд характерно широкое распространение метакolloидных текстур. С этим типом связаны многочисленные и важные в экономическом отношении рудные формации: *полиметаллическая золото-серебряная, золото-серебряная с теллуридами и селенидами, олово-серебряная, флюорит-берtrandитовая, молибденит-флюорит-настурановая, киноварная, самородной меди с цеолитами, алунитовая, исландского шпата, самородной серы.*

Амагматогенные месторождения. Месторождения находятся на площадях развития осадочных пород, где отсутствуют активные изверженные породы. Ранее предполагалось, что они связаны с находящимися на глубине и не вскрытыми эрозией магматическими породами и их называли телетермальными. Позднее их стали называть нейтральным термином «стратиформные». Генезис амагматогенных месторождений представляет

собой одну из остро дискуссионных проблем
Существуют четыре главные гипотезы.

рудообразования.

Часть геологов рассматривает их как первично-осадочные месторождения, претерпевшие диагенетическое, катагенетическое и метаморфическое преобразование. В качестве обоснования приводились характерные черты этих месторождений:

- 1) нахождение исключительно в осадочных породах и отсутствие изверженных пород;
- 2) обычно пластовая форма рудных тел;
- 3) отсутствие признаков контроля разломами;
- 4) приуроченность к определенным частям стратиграфического разреза;
- 5) размещение среди мелководных осадков прибрежных морских фаций;
- 6) ритмичное строение рудоносных толщ;
- 7) преимущественная связь оруденения с начальными трансгрессивными или конечными регрессивными частями разреза;
- 8) переход пластовых рудных тел по простиранию в зоны рудных конкреций;
- 9) признаки диагенетического преобразования вещества;
- 10) нахождение среди свит пластов с повышенным содержанием рудных элементов;
- 11) соответствие изотопного состава этих элементов изотопным соотношениям руд;
- 12) изотопный состав серы, свидетельствующий о ее биогенно-осадочном характере;
- 13) сравнительно простой минеральный состав руд.

Другая группа геологов считает рассматриваемые месторождения эпигенетическими гидротермальными, связанными с залегающими на глубине изверженными породами. Этот взгляд аргументируется следующими положениями:

- 1) наличие наряду с согласными секущих рудных тел;
- 2) проявление в ряде случаев гидротермального изменения боковых пород – окварцевание, доломитизация, серицитизация, каолинизация;
- 3) агрессивный характер рудообразования, приводящий местами к отчетливому метасоматозу;
- 4) формирование руд в несколько стадий, разделенных перерывом;
- 5) иногда сравнительно высокая температура минераловыделения (200-70⁰С).

Некоторые геологи высказывались в пользу эпигенетического образования под воздействием химически активных атмосферных вод глубокой циркуляции. В защиту такого взгляда приводятся данные исследований вариаций изотопов Pb и S.

Часть геологов развивают гипотезу о полигенном происхождении этих месторождений. В основу гипотезы положены данные о длительном развитии многих месторождений, несущих черты как сингенетического

осадочного происхождения, так и эпигенетического образования. В этом случае рудообразование начинается с формирования сингенетических осадочных руд, претерпевающих закономерные диагенетические и катагенетические преобразования. Впоследствии происходит перегруппировка минеральной массы, связанной с деятельностью подземных горячих минерализованных вод, приносящих дополнительную порцию руд, в результате образуются эпигенетические секущие тела.

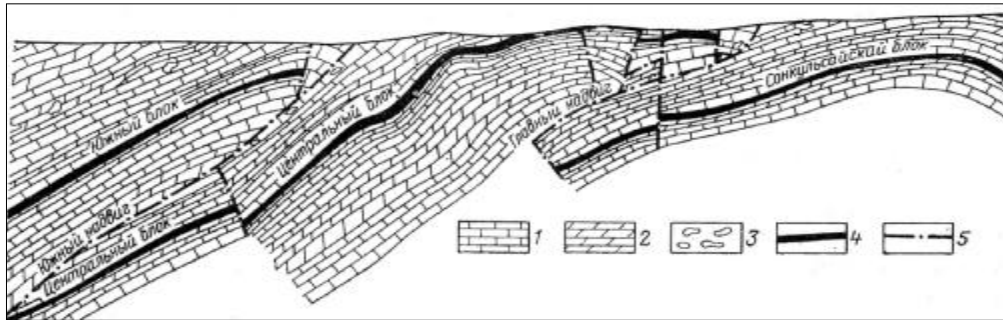


Рис. 12. Схематический разрез Миргалымсайского свинцово-цинкового месторождения в Каратау, Казахстан: 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — брекчированные известняки; 4 — рудные тела; 5 — тектонические послерудные нарушения.

К амагматогенным относятся формации: медистых песчаников, свинцово-цинковых руд в карбонатных породах (рис.12), антимонит-киноварные месторождения сурьмы и ртути, флюоритовые месторождения.

Колчеданные месторождения

К колчеданным относятся месторождения, руды которых сложены преимущественно сульфидами железа. Минеральный состав отличается резким преобладанием пирита, пирротина, иногда марказита с примесью халькопирита, борнита, сфалерита, галенита, блеклых руд, реже других рудных минералов. Нерудные минералы развиты слабо и представлены обычно баритом, кварцем, карбонатами, серицитом, хлоритом, гипсом.

Колчеданные месторождения повсеместно связаны с субмаринными базальт-риолитовыми вулканогенными формациями ранней стадии геологического развития эвгеосинклиналей. В связи с этим они в главной своей массе входят в состав офиолитовых или зеленокаменных поясов, возникающих на месте геосинклинальных трогов, выполненных производными базальтовой магмы, а также их пирокластами, перемежающимися с прослоями осадочных пород. Значительно реже они встречаются в сланцевых комплексах с ограниченными продуктами раннего базальтового вулканизма. В пределах этих поясов колчеданные месторождения вытягиваются прерывистыми цепями, длина которых иногда достигает нескольких тысяч км.

Рудоносная базальт-риолитовая формация расчленяется на три субформации. К первой относятся монотонные недифференцированные ба-

зальты, с которыми связаны серно-колчеданные и очень редко медно-колчеданные месторождения кипрского типа. Ко второй относятся контрастно дифференцированные базальт-риолитовые толщи, к которым принадлежит большинство медно-колчеданных месторождений уральского типа.

К третьей относятся последовательно дифференцированные базальт-андезит-дацит-риолитовые формации, несущие полиметаллические месторождения рудноалтайского типа или типа Куроко (Япония).

Из колчеданных месторождений получают Cu, Pb, Zn, значительное количество Ag, Au, Cd, Se, Sn, Bi, Ba и др.

Геологические особенности колчеданных месторождений

Рудные тела типичных колчеданных месторождений имеют сложную конфигурацию. В них различают согласную с вмещающими породами пластообразную часть и систему секущих прожилково-вкрапленных руд, подпирающих согласное тело.

Месторождения сопровождаются ореолом гидротермально измененных пород серицит-хлоритового состава. Наблюдается зональность изменений: к рудному телу прилегает кварц-серицитовая зона, а далее – хлоритовая. Отмечены случаи, когда между кварц-серицитовой зоной и рудным телом находятся кварциты.

Положение региональных поясов вулканогенных пород с колчеданными месторождениями контролируется глубинными разломами, а полей колчеданных месторождений в пределах поясов центрами вулканической активности. Положение и геологическая структура отдельных месторождений определяются приуроченностью их к центру и склонам положительных вулканических построек, прорезанных секущими сбросами и зонами дробления.

Колчеданные месторождения формировались на ранних стадиях всех циклов геологического развития. От древних к юным металлогеническим эпохам не отмечается принципиальной смены условий рудообразования и изменения характерных черт месторождений.

Геологические условия образования

Колчеданное рудообразование может проявляться неоднократно на всех стадиях вулканического цикла, но подавляющая масса колчеданов накапливается в конце вулканического цикла. Концентрированное рудообразование приурочено к периоду прекращения излияния лав, которое сменяется длительной поствулканической газовой-гидротермальной деятельностью. При возрождении новых вулканических циклов могут формироваться несколько последовательных комплексов колчеданных месторождений. Все колчеданные месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газовой-гидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. Часть рудного вещества этих потоков отлагалась на путях их

подъема, формируя вулканогенные гидротермальные метасоматические залежи прожилково-вкрапленных руд. Другая

часть достигала дна бассейна и выпадала, образуя вулканогенные гидротермально-осадочные пластовые залежи массивных руд (рис.13).

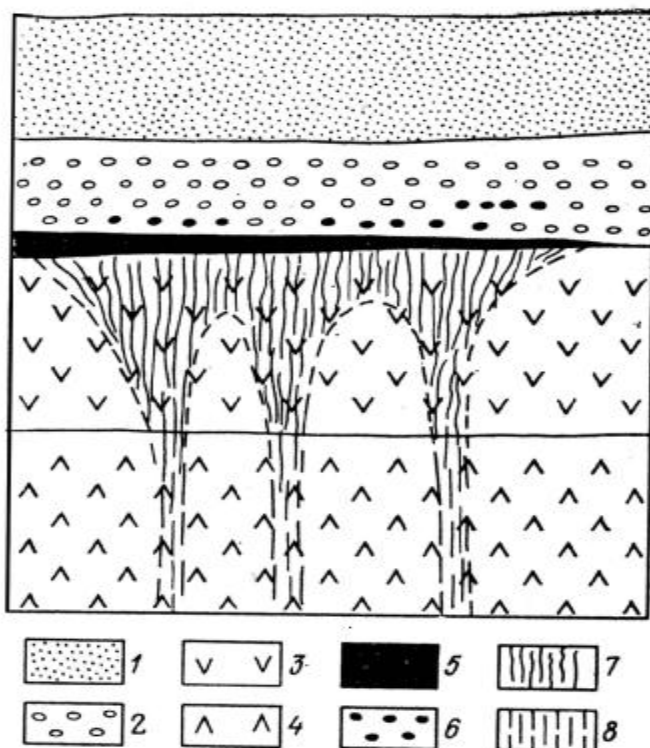


Рис. 13. Общая схема строения колчеданного месторождения.

Туфы и конгломераты: 1 — кислого состава, 2 — среднего и основного 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.

Аналогичным образом формируются современные скопления колчеданных руд на дне современных океанов. В местах активной гидротермальной деятельности на дне океана образуются рудные постройки, достигающие 70 м в высоту и имеющие диаметр основания до нескольких сотен метров. Каждая такая постройка состоит из нескольких миллионов тонн рудного вещества. В пределах отдельных площадей располагается несколько десятков таких конусовидных холмов, увенчанных сверху трубообразными телами «черных курильщиков». В настоящее время эти проявления нигде не разрабатываются и представляют потенциальные медно-цинковые колчеданные руды будущего.

Пострудные тектонические деформации выводили колчеданные рудные тела из их первоначального субгоризонтального залегания, а метаморфизм преобразовывал вмещающие породы и руды. Метаморфическое преобразование нередко сопровождалось интенсивным расланцеванием пород с развитием кварц-хлорит-серицитовых сланцев и альбитовых порфиритоидов. Вследствие метаморфизма происходило развальцовывание и разлинзовывание рудных тел, преобразование руд колломорфной текстуры в руды кристаллической, полосчатой и сланцеватой текстур, дробление хрупких минералов (пирит) и смятие пластических минералов (халькопирит, галенит).

Физико-химические условия образования

Генеральная линия развития теории колчеданного рудообразования прокладывается под знаком развития концепции о вулканогенном гидро-

термально-осадочном генезисе колчеданных руд. По этой концепции гидротермальные растворы поствулканического происхождения проникали сквозь колонну предрудных вулканогенно-осадочных пород, гидротермально изменяли их и формировали зоны прожилково-вкрапленных руд. Когда растворы достигали дна, при резкой смене физико-химической обстановки происходило массовое отложение рудного материала с возникновением пластовых залежей массивных руд. Соотношение изотопов кислорода и водорода в газовой-жидких включениях минералов колчеданных месторождений свидетельствует об участии морской воды в рудном процессе, а изотопов серы к признанию прямого магматического источника рудообразующих веществ. Колчеданные месторождения формировались в придонных частях палеоморей. При этом пластовые залежи отлагались при сравнительно низком давлении, а колонна подстилающих их прожилково-вкрапленных руд, уходящая местами до глубины свыше 1000 м, формировалась в обстановке более высокого давления. В первом случае давление при глубине 500 м составляет 5МПа, а при максимальной глубине могло достигать 100МПа. Колчеданные месторождения, если принимать во внимание весь процесс образования – от переработки боковых пород до выпадения последних порций рудообразующих минералов – создавались в широком температурном интервале от 500 до 40⁰С.

Классификация колчеданных месторождений

В группе колчеданных месторождений выделяется три класса: *вулканогенно-гидротермально-метасоматический*, *вулканогенно-гидротермально-осадочный* и *комбинированный гидротермально-метасоматически-осадочный*.

Вулканогенные гидротермально-метасоматические в чистом виде встречаются редко. Это преимущественно прожилково-вкрапленные, реже массивные руды, иногда в сочетании с жилами среди туфовых, лавовых и субвулканических пород. Их примером могут служить некоторые месторождения Малого Кавказа, Курильских островов и Японии.

Вулканогенно-гидротермально-осадочные встречаются чаще. Они имеют форму согласных пластовых залежей массивных руд. К ним принадлежат многие колчеданные месторождения Урала, Рудного Алтая, Большого Кавказа, Сибири, Средней Азии, а также крупнейшие провинции Канады, Норвегии, Испании, Португалии, Турции и других стран.

Комбинированные вулканогенные гидротермально-метасоматически-осадочные распространены также достаточно широко. Примером этого класса являются Гайское месторождение Урала, Рио-Тинто в Испании.

Рудные формации

1. *Серно-колчеданная (преобладание в составе руд пирита).*
2. *Медно-колчеданная (главный минерал – халькопирит).*
3. *Колчеданно-полиметаллическая (главные минералы – галенит и сфалерит).*

ГЛАВА III. ЭКЗОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождения выветривания.

В данную группу относятся месторождения, образование которых связано с процессами выветривания. Они включают месторождения бокситов (около 95% мировых запасов), железа, марганца, никеля, кобальта, редких металлов, золота, каолина, апатита, магнезита, талька, барита. Часто эти месторождения содержат как металлические, так и неметаллические полезные ископаемые. Подавляющая часть этих месторождений связана с процессами выветривания, проходящими в континентальных условиях.

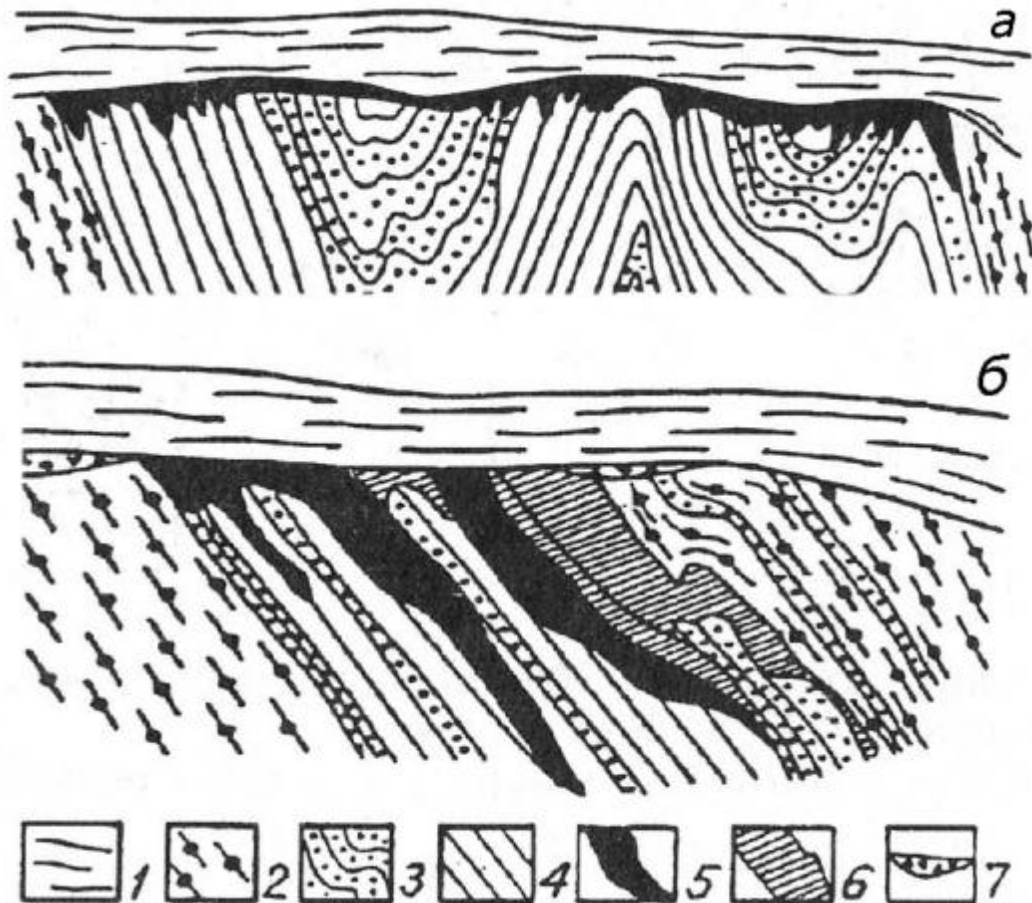


Рис. 14. Месторождения богатых железных руд в площадных и линейных корах выветривания (Белгородский район КМА) (Железисто-кремнистые формации, 1989).

Разрезы месторождения: а — Михайловского, б — Яковлевского: 1 — осадочные породы фанерозоя; 2 — филлиты, алевролиты докембрия; 3 — куммингтонит-магнетитовые кварциты; 4 — магнетит-гематитовые (железнослюдковые) кварциты; 5 — богатые мартит-железнослюдковые

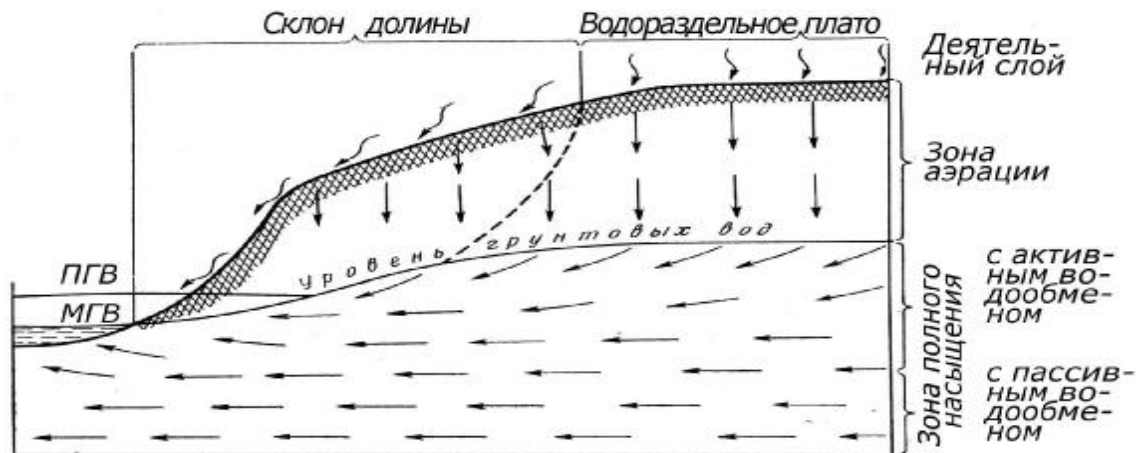
руды; 6 — богатые дисперсно-гематитовые и гидрогетитовые руды; 7 — переотложенные руды.

Накопление полезных ископаемых в коре выветривания может происходить двумя путями. Во-первых, вследствие растворения и выноса приповерхностными водами не имеющих ценности минеральных веществ и концентрации в остатке полезных ископаемых. Такие месторождения называются остаточными. Во-вторых, в связи с растворением водами ценных веществ, их выносом и переотложением в нижней части коры. Такие месторождения называются инфильтрационными. Таким образом, группа месторождений коры выветривания разделяется на два класса: остаточный и инфильтрационный.

По форме и условиям нахождения тел полезных ископаемых среди месторождений выветривания различают площадные, линейные и карстовые (рис.14).

Условия образования месторождений в корях выветривания

Агенты выветривания. Главными процессами, обуславливающими разложение минералов в коре выветривания являются: окислительно-восстановительные реакции за счет таких компонентов, как вода, кислород, углекислота, различные кислоты и микроорганизмы. Вода является наиболее действенным агентом выветривания. Она осуществляет растворение, перенос и отложение химических соединений, разложение породобразующих минералов материнской породы при гидратации и гидролизе, регулирует физико-химическую обстановку в коре выветривания. При подземной циркуляции вода проходит через три зоны: аэрации или просачивания, полного насыщения с активным водообменом, замедленным водообменом (рис.15). Наиболее активные реакции разложения происходят в зоне аэрации, границей которой является



уровень грунтовых вод.

Рис. 15. Схема циркуляции грунтовых вод в благоприятных условиях инфильтрации атмосферных осадков (по В.И.Смирнову).

МГВ — меженный горизонт речной воды, ПГВ — паводковый горизонт речной воды.

Кислород играет главную роль в реакциях окисления. Углекислота также активно участвует в реакциях окисления и преобразует некоторые силикаты в карбонаты.

Большое значение при перераспределении вещества в корях выветривания имеет органическое вещество. Микробактериальная деятельность обуславливает большую скорость биохимических реакций. Органоминеральные соединения включают сложные металл-органические комплексы, которые отличаются высокой устойчивостью в широком диапазоне Eh – pH. Благодаря высоким сорбционным свойствам органического вещества могут накапливаться U, Ra, Th, Mo, Be, Ge и другие. Кроме этого высокие концентрации органического вещества обуславливают восстановительные условия.

Температура в коре выветривания хотя и колеблется в узких рамках (от +20 до -20⁰C), тем не менее играет заметную роль при разложении горных пород. Наиболее интенсивно это разложение происходит при высокой температуре.

При разложении коренных пород в коре выветривания большое значение имеют реакции окисления, гидратации, гидролиза и отчасти диализа.

Конечными продуктами глубокого химического преобразования минералов в корях выветривания являются глинистые минералы, простые окислы и гидроокислы. Кроме них могут формироваться карбонаты, сульфаты, фосфаты. Все они составляют группу новообразованных минералов.

Профили выветривания. В зависимости от интенсивности химического выветривания в различных климатических условиях возникают разные коры выветривания со свойственными им месторождениями полезных ископаемых. Различают три основных профиля выветривания: гидрослюдистый, глинистый, латеритный.

Гидрослюдистый, или насыщенный сиаллитный характеризуется изменением первичных силикатов без существенной миграции кремнезема. Типоморфными минералами в этом типе являются гидрослюды и гидрохлориты, а также бейделит и монтмориллонит.

Глинистый, или ненасыщенный сиаллитный отличается некоторым дефицитом кремнезема. Типоморфные минералы представлены каолином, галлуазитом, нонтронитом.

Латеритный, или аллитный профиль возникает при полном или почти полном выносе кремнезема и концентрации простых гидроокислов алюминия (гиббсит, гидраргиллит, бемит, диаспор), железа (лимонит, гидрогетит).

Первый тип несущественен для формирования полезных ископаемых, со вторым типом связаны месторождения глин и каолина, с третьим ассоциируют все важнейшие остаточные месторождения коры выветривания.

По поводу условий образования кор выветривания и связанных с ними месторождений существуют две гипотезы: синтетическая и стадийная.

Синтетическая гипотеза рассматривает происхождение кор разного профиля как результат синтеза свободных золь гидроксидов алюминия, кремния, железа и других элементов, на которые распадаются силикаты коренных пород при выветривании. В разных условиях такие гидроксиды под влиянием разных знаков их зарядов взаимно коагулируют и выпадают в осадок, другие выносятся из коры выветривания.

Стадийная гипотеза рассматривает формирование кор выветривания разного профиля как результат последовательных этапов преобразования коренных пород при выветривании. Согласно этой гипотезе, вначале возникает гидрослюдистый тип, который при развитии процесса переходит в глинистый, а в дальнейшем при глубоко зашедшем изменении трансформируется в латеритный (зрелая кора).

С этой гипотезой увязывается зональный облик кор выветривания. В ее сечении выделяются четыре зоны (снизу вверх):

1) начальной дезинтеграции и гидратации, она содержит значительное количество первичных реликтовых минералов и возникающих их гидратированных заменителей (гидрослюды, гидрохлориты);

2) гидратации и начального гидролиза по всей массе пород, характеризуется накоплением гидрослюд и гидрохлоритов, а также обильных инфильтратов из верхних зон, сложенных карбонатами и гидросиликатами;

3) гидролиза и конечного выщелачивания, типично накопление нонтронита и каолинита;

4) конечного гидролиза, развитие гидроксидов алюминия, железа, марганца.

Геологические условия образования

Климат имеет существенное значение в формировании кор выветривания и их полезных ископаемых. Степень разложения коренных пород и зрелость кор возрастает от полярных областей к экватору. Наиболее совершенные климатические условия для формирования кор выветривания складываются в тропиках и субтропиках, областях с жарким и влажным климатом.

Состав коры выветривания в существенной степени зависит от состава разлагаемых пород. Ультраосновные и основные породы, в составе которых преобладают феррические минералы, разлагаются быстрее и наиболее легко образуют кору выветривания.

Тектонический режим. Формированию месторождений способствуют режимы длительных устойчивых поднятий в геотектонически стабильных блоках земной коры.

На образование кор выветривания и их месторождений сказывается *рельеф* местности. Оптимальные условия для формирования месторождений создаются в районах среднегорного холмистого рельефа.

Коры выветривания формировались в течение длительного времени, достигающего 15 – 20 млн. лет. Выявлены коры выветривания с их месторождениями, принадлежащие разным эпохам – от древнейших до самых юных.

Типы рудных формаций:

- *латеритных и карстовых бокситов;*
- *железо-кобальт-никелевая в серпентинизированных гипербазитах;*
- *редкометальная и редкоземельная в выветрелых карбонатах и щелочных гранитах;*
- *золотоносных контактных и карстовых кор выветривания;*
- *каолиновая в выветрелых гранитах;*
- *мартитовая в выветрелых железистых кварцитах;*
- *окисных марганцевых руд в выветрелых марганценосных метаморфических породах.*

К второстепенным рудным формациям следует отнести месторождения ильменита, камнецветного сырья (малахит, бирюза и др.), магнетита, талька, барита, фосфорита.

Остаточные месторождения

Ниже характеризуются некоторые из перечисленных формаций.

Остаточные месторождения железо-кобальт-никелевых руд связаны с корами выветривания аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов, формируются в обстановке тропического и субтропического климата мезозойского, третичного и четвертичного времени. Месторождения известны на Южном Урале, Бразилии, Новой Каледонии, Индонезии и других странах.

На ранней стадии формирования коры освобождается магний и выносится в нижнюю часть коры. В верхней части зрелой коры накапливаются остаточные продукты разложения серпентинитов, состоящие в основном из гидроокислов железа. Никель в материнских породах находится преимущественно в оливине, отчасти в ромбическом пироксене. Из оливина и пироксена никель переходит в серпентин, а при его выветривании в водный раствор, выносится из верхней части в глубь коры и отлагается в виде вторичных силикатов никеля.

Месторождения бурых железняков. При выветривании серпентинитов происходит концентрация не только никеля, но и железа. Возникают при этом остаточные месторождения железа, обогащенные примесями Ni, Mn, Cr и носят название природно-легированных руд.

Остаточные месторождения магнетита образуются при разложении серпентинитов водой, богатой углекислотой. Высвобождающийся при

этом магний переходит в раствор, выносится из верхней части коры и переотлагается в виде карбоната на глубине.

Месторождения марганца возникают при выветривании разных пород, обогащенных марганцем в виде карбонатов, силикатов и безводных оксидов. Они преобразуются в минералы четырехвалентного Mn (вернадит, псиломелан, а затем пиролюзит, устойчивый в коре выветривания). Образуются крупные остаточные месторождения с содержанием Mn в десятки процентов (месторождения Кубы, Индии, Габона, Бразилии и других стран).

Месторождения бокситов. Среди остаточных месторождений бокситов различают две разновидности – площадные и карстовые. Площадные или латеритные формировались в обстановке щелочного разложения различных глиноземсодержащих (щелочных, кислых, основных) пород в условиях жаркого и влажного климата. Известны мезозойские, третичные и четвертичные месторождения Бразилии, Гвинеи, Индии, Австралии, США и др. Карстовые бокситы выполняют полости раскарстованных карбонатных пород. Они известны в Средиземноморской провинции (Испании, Франции, Греции, Турции), в Африке, в нашей стране на Тимане, Урале. Минеральный состав как латеритных, так и карстовых определяется наличием моногидратных (бемит, диаспор) и трехгидратных (гиббсит) соединений глинозема.

Месторождения каолинов формируются в коре выветривания полевошпатовых кислых и щелочных пород.

Инфильтрационные месторождения

К инфильтрационным месторождениям принадлежат месторождения U, Cu, Fe, S. Наиболее важны уран-редкометалльные месторождения. Их объединяют в группы с разными названиями - эпигенетические, гидрогенные, песчаникового типа, ролловые и т.п. Для них характерно: расположение в областях аридного климата, наличие зон внутрислоевого окисления, приуроченность к проницаемым водоносным горизонтам песчаников,

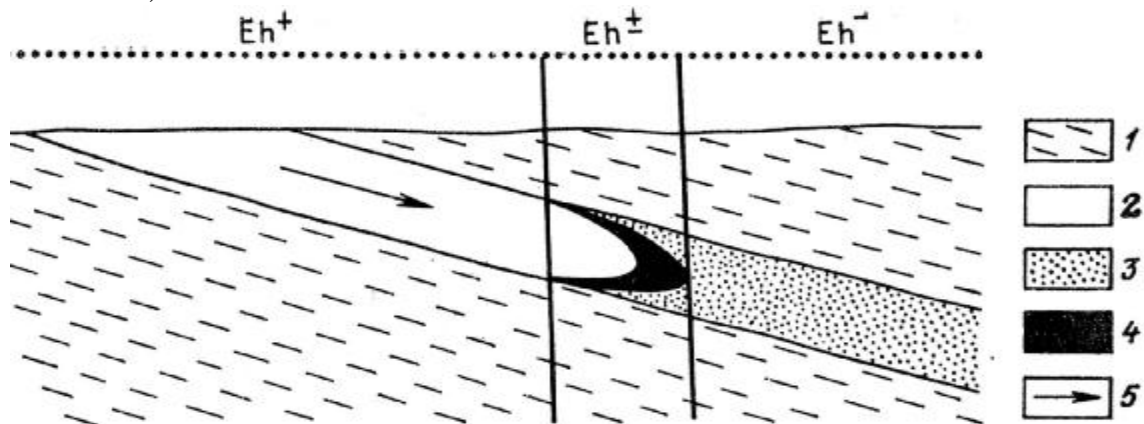


Рис.16. Схема зонального строения инфильтрационного уранового месторождения: 1 — водоупорные породы (глины);

2 — выщелоченный песчаник; 3 — свежий песчаник; 4 — переотложенная урановая руда; 5 — направление движения грунтовых вод.

расположенным внутри водоупоров, локализация в местах скоплений органического вещества, пространственная связь с валами, флексурами, осложняющими крылья пологих синклиналей, ролловая форма рудных тел, выраженная в серповидных в поперечных сечениях и лентовидных в плане рудных залежах (рис. 16).

Переотложение происходит на геохимических барьерах механического (торможение в движении вод, водонепроницаемые экраны) и физико-химического (резкое изменение щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий) характера. В пустынных областях происходит интенсивное выпаривание, с которым связаны концентрации ряда элементов. Кроме того, в кислородсодержащих водах могут накапливаться металлы, которые в окислительных формах дают хорошо растворимые соединения. К таким компонентам относятся U, V, Se, Mo. Нисходящие потоки кислородных подземных вод формируют зоны пластового окисления (ЗПО), которые распространяются от области питания по падению водоносных горизонтов на десятки и даже сотни километров, проникая на глубину до 700 м. По мере проникновения кислород расходуется на окисление восстановленных компонентов. Уран-редкометальное оруденение локализуется на окончании ЗПО. Концентрации элементов могут быть как в оксидных, так и в восстановленных формах. Согласно вариациям Eh изменяется минеральный состав руд. В зоне оруденения осаждаются новообразования в виде самородного селена, урановых окислов (урановые черни, настуран), коффинит. В небольших концентрациях могут осаждаться оксидные соединения V, U и селениды. Необходимым условием рудообразования является присутствие восстановителей (сероводород, водород, углеводороды).

Для большинства месторождений характерной формой являются роллы, которые часто образуют многоярусные зоны. В целом, морфология определяется распределением проницаемости и скоростью фильтрации, размещением восстановителей.

Рассмотренные инфильтрационные месторождения объединяются в одну рудную формацию редкометально-урановых руд. Она включает ряд субформаций: урановые и уран-редкометальные (селен-ванадий-рений-редкие земли-урановые) в песчаниках чехла активизированных молодых платформ; уран-угольные в лимнических бассейнах межгорных впадин; урановые в палеодолинах.

Месторождения меди. Некоторые геологи полагают, что медные руды в пластах песчаников представляют собой продукты

инфильтрационного переотложения из пород, содержащих рассеянную медь, или из разрушающихся коренных месторождений.

Месторождения железа. Эти месторождения в основном сидеритового состава рассматривают как продукты взаимодействия грунтовых железосодержащих вод с пластами карбонатных пород, по которым они протекали.

Месторождения серы. Формирование залежей самородной серы происходит под воздействием углеводородов, фильтрующихся сквозь массы гипса и ангидрита.



Кора выветривания месторождений полезных ископаемых

Тела полезных ископаемых вблизи земной поверхности подвергаются химическому и физическому выветриванию, изменяющему их минеральный, химический состав и концентрацию в них ценных компонентов. Основное направление изменения определяется как окисление, а интервал по вертикали, в пределах которого это изменение происходит, называется зоной окисления. Наиболее радикальное изменение претерпевает большая часть сульфидных рудных тел, а также некоторых пластов углей, залежей соли и серы.

В зоне окисления сульфидных рудных тел выделяются четыре подзоны (С.Смирнов): 1) поверхностный слой; 2) подзона окисленных руд; 3) подзона окисленных выщелоченных руд; 4) подзона богатых окисленных руд. Ниже располагается зона вторичного обогащения, переходящая в зону первичных руд (рис.17). Граница зоны окисления и зоны вторичного обогащения примерно совпадает с уровнем грунтовых вод.

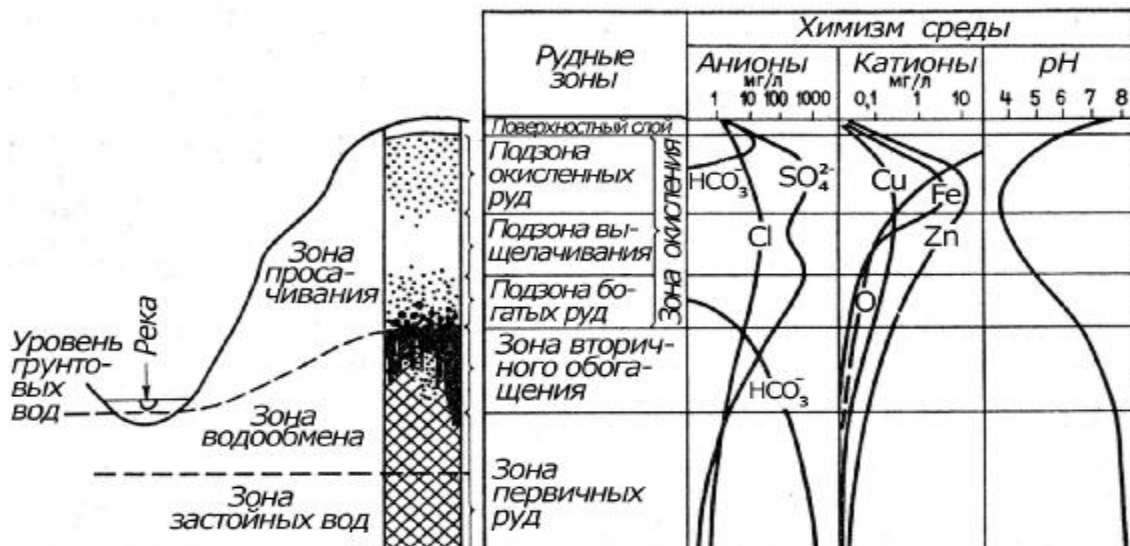
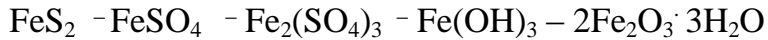


Рис.17. Схема соотношения измененной части рудного тела и зон циркуляции приповерхностных вод среди пород равной проницаемости в поперечном разрезе речной долины с показом химической эволюции среды вторичного рудообразования.

Основы химизма этого процесса сводятся к следующему. Сульфиды в зоне окисления под воздействием воды с растворенными в ней кислородом и углекислотой, а также серной кислотой, переходят в сульфаты. Сульфатные соединения, являясь неустойчивыми, окисляются далее и конечными продуктами измененных руд окажутся оксиды, гидроксиды, карбонаты, в меньшей степени фосфаты, арсенаты, ванадаты, молибдаты, силикаты. Химизм процесса изменения приповерхностных частей сульфидных месторождений может быть представлен на примере окисления пирита. Он развивается поэтапно. Цепь химических преобразований сульфидов железа в зоне окисления имеет следующий вид:



В результате этих преобразований в верхних частях сульфидных рудных тел накапливаются массы гидроксидов железа (бурые железняки), образующие так называемую «железную шляпу».

По степени устойчивости и характеру изменения главных рудообразующих минералов металлические месторождения можно разбить на четыре группы.

Первая группа включает месторождения таких металлов, главные рудообразующие минералы которых практически устойчивы в зоне окисления – это месторождения оксидных и гидроксидных руд железа и марганца, бокситов, хромита, олова, вольфрама, ртути, золота, платины.

Вторая группа охватывает месторождения таких металлов, главные минералы которых, являясь неустойчивыми в зоне окисления, заменяются вторичными устойчивыми минералами. К этой группе относятся месторождения карбонатных руд железа и марганца, свинца, мышьяка, висмута, сурьмы. В этом случае происходит изменение минерального состава, но сохраняется содержание металла. Этот процесс преобразования рассматривается на примере свинцовой руды, конечным продуктом выветривания которой является церуссит – соединение нерастворимое и устойчивое в зоне окисления.



На месте карбонатных руд железа и марганца возникают их оксидные и гидроксидные соединения. Типоморфными минералами мышьяка (арсенопирита) служит скородит, висмута – бисмит, сурьмы – валентинит и сервантит.

Третья группа состоит из месторождений таких металлов, в которых в зоне окисления происходит изменение минерального состава и возможен вынос металлов. К этой группе принадлежат месторождения Zn, Cu, U, Ni, Co, Mo, Au в сульфидной руде, бора. Для третьей группы типичны цинковые месторождения. Общая схема изменения сульфида цинка такова:

сфалерит (ZnS) — цинкозит (ZnSO_4) — смитсонит (ZnCO_3) — (в карбонатной среде), выносится (в силикатной среде).

Главными типоморфными минералами цинка в зоне окисления являются: смитсонит $ZnCO_3$ и каламин $Zn_4(OH)_2(Si_2O_7) \cdot H_2O$.

Общая схема изменения сульфидов меди на примере халькопирита может быть представлена следующими образом:

халькопирит ($CuFeS_2$) — халькантит ($CuSO_4 \cdot 5H_2O$) — выносится, самородная медь, оксиды меди, карбонаты меди, силикаты меди.

Главными типоморфными минералами меди в зоне окисления являются: малахит, азурит, куприт, тенорит, хризокolla. Ниже уровня грунтовых вод следует зона вторичных сульфидных руд, обогащенная халькозином и ковеллином. На глубине они постепенно переходят в первичные сульфидные руды.

Первичные минералы урана, такие как уранинит и настуран, неустойчивы в зоне окисления. Часть урана выносится из зоны окисления. Однако часть урана способна задержаться, выпадая в виде вторичных минералов: уранофана, урановых слюдок, циппеита и др. Ниже уровня грунтовых вод могут выделяться урановые черни.

Типоморфными минералами в зоне окисления никеля служит аннабергит, кобальта – эритрин, молибдена – молибдит.

Четвертая группа отличается тем, что в зоне окисления накапливаются металлы, отсутствующие в первичной руде. Это происходит с молибденом в форме вольфенита $PbMoO_4$ и с ванадием в виде ванадинита $Pb_5Cl [VO_4]_3$, концентрирующихся в зоне окисления свинцовых руд. Такая концентрация обусловлена высаживанием молибдена и ванадия из грунтовых вод при соединении их со свинцом.

Зона вторичного обогащения рудных месторождений формируется ниже уровня грунтовых вод при переотложении части металла, выщелоченного из зоны окисления. Здесь происходит отложение вторичных минералов, как бы цементирующих другие минералы, в связи с чем эту зону также называют зоной цементации. Для возникновения зоны вторичного обогащения необходимо чтобы в зоне окисления образовались легкорастворимые соединения, чтобы в ней не было осадителей, чтобы при переходе из окислительной в восстановительную среду они выпадали в осадок. Этим требованиям отвечают месторождения Cu, U, Ag и Au, иногда Ni.

Медь выделяется в форме вторичных сульфидов – халькозина и ковеллина. Часто зона вторичного обогащения медных месторождений представляет собой их основную ценность, содержание меди в ней превышает содержание в первичной руде в 2 – 3 раза.

Уран переотлагается в зоне вторичного обогащения в форме порошковатой, часто богатой, урановой черни.

Золото и серебро мигрируют из верхних частей рудных тел и, переотлагаясь ниже уровня грунтовых вод, образуют участки вторичного обогащения этих металлов, иногда очень высокого содержания.

По степени устойчивости в зоне выветривания нерудные месторождения могут быть разделены на три группы.

Первая группа – практически не изменяющиеся в коре выветривания, включает месторождения алмазов, горного хрусталя, драгоценных камней, граната, корунда, алунита, диатомита, трепела, песков, гравия, кварцитов и др.

Вторая группа – слабо изменяющиеся в коре выветривания нерудные месторождения, охватывает пегматиты, асбест, различные карбонатные и силикатные породы, глины.

Третья группа – заметно изменяющиеся в коре выветривания – угли, сера и соли.

В **углях** возрастает влажность, увеличивается содержание летучих, снижается содержание кокса, возрастает зольность, падает теплотворная способность.

Сера неустойчива на поверхности и окисляется с образованием квасцов, ярозита, гипса.

Соли, разлагаясь, формируют «соляную шляпу» известняково-ангидрит-гипсового состава.

Россыпные месторождения

Месторождения россыпей формируются вследствие концентрации ценных минералов среди обломочных отложений, возникающих в процессе разрушения и переотложения вещества горных пород и коренных месторождений полезных ископаемых. Их образование связано с физическим и химическим выветриванием.

В группе россыпных месторождений выделяются следующие классы: 1) элювиальный; 2) делювиальный; 3) пролювиальный; 4) аллювиальный, разделяющийся на подклассы – косовой, русловой, долинный, дельтовый и террасовый; 5) литоральный; 6) гляциальный; 7) эоловый (рис.18).

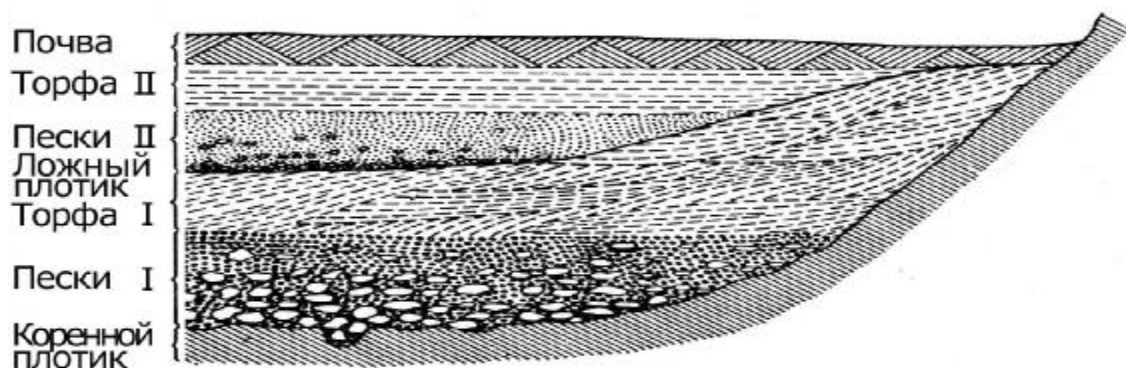


Рис.18. Схема размещения россыпных месторождений различных классов и подклассов в поперечном сечении речной долины.

По времени образования россыпи могут быть как юночетвертичными, или современными, так и древними, или ископаемыми. По условиям залегания они могут быть открытыми или погребенными под толщей пород.

Источниками россыпей могут быть магматические породы, обогащенные акцессорными минералами (например, редкометальные граниты); эндогенные рудопоявления и месторождения; древние осадочные породы, обогащенные полезными компонентами, древние россыпи. Первые два источника называются коренными, последние - промежуточными коллекторами. По отношению к коренным источникам выделяют россыпи ближнего и дальнего сноса. Первые обычно располагаются не далее 15 км от источников питания. Интенсивное разрушение коренных источников россыпей, как правило, связано с предыдущими эпохами интенсивного выветривания и перерыва в осадконакоплении. Россыпные районы располагаются в областях блоковой тектоники. Блоковые движения определяют положение базисов эрозии, интенсивность выветривания, расчлененность рельефа, динамику водных потоков.

По форме залежей среди россыпных месторождений выделяются плащевые, пластовые, линзовидные, ленточные. Известны небольшие косовые россыпи длиной в десятки метров; вместе с тем встречаются протяженные аллювиальные россыпи золота, прослеживаемые на 3 -5 и даже 15 км. Большую протяженность имеют прибрежные россыпи (протяженность россыпей Бразилии 200 -300 км).

В россыпях концентрируются минералы, для которых характерны высокая плотность, химическая устойчивость, физическая прочность. Среди ценных минералов россыпей находятся золото, платина, киноварь, колумбит, танталит, вольфрамит, касситерит, шеелит, монацит, магнетит, ильменит, циркон, корунд, рутил, гранат, топаз, алмаз. По составу ценных минералов россыпи бывают однообразные (с одним ценным минералом) и комплексные.

Важное экономическое значение россыпных месторождений определяется: малыми затратами при их отработке, присутствием ценных полезных компонентов, часто комплексностью, наличием месторождений с возобновляемыми запасами сырья. Из россыпей получают половину мировой добычи алмазов, титана, вольфрама и олова, в прошлом извлекали существенное количество золота и платины, добыча которых из россыпей в настоящее время снизилась. Кроме того из россыпей добывают танталит, колумбит, монацит, магнетит, горный хрусталь, гранат, корунд, киноварь, янтарь.

Элювиальные россыпи – это продукт разрушения коренных источников, непосредственно перекрывающих их выходы на земную поверхность. Практическое значение элювиальных россыпей невелико.

Делювиальные россыпи формируются при сортировке обломочного материала в процессе оползания его по склону под влиянием силы тяжести и зависят от угла склона, мощности осыпи, размеров обломков и других факторов: колебания температуры, явление солифлюкции. Среди делювиальных россыпей известны существенные месторождения золота и алмазов, касситерита и вольфрамита, корунда.

Пролювиальные россыпи находятся среди рыхлых отложений, накапливающихся у подножья гор. Для них характерны конусы выноса, которые, сливаясь, образуют непрерывную полосу – пролювиальный шлейф. Материал этих россыпей слабо окатан и плохо сортирован. Они встречаются редко.

На *аллювиальные россыпи* приходится значительные объемы добычи золота, платины, олова, вольфрама, алмазов и камнесамоцветного сырья. Аллювиальные россыпи связаны с реками, дренирующими средне- и низкогорный рельеф. В разрезе аллювиальных россыпей выделяют снизу вверх: а) плотик, представляющий собой коренные породы, подстилающие промышленные пески; б) пласт или пески, являющиеся собственно металлоносными; в) торфа, представленные пустыми песчаными отложениями; г) почвенный слой (рис.19).



Рис. 19. Схема строения аллювиальной россыпи в поперечном разрезе.

Плотик бывает коренной и ложный. Коренной плотик сложен коренными породами. Ложный плотик подстилает верхние залежи сложных россыпей. Обычно он представлен пластом плотной глины.

Пески состоят из валунно-галечных отложений, содержащих примесь песчаного и глинистого материала, в них концентрируется основная масса тяжелых частиц. Распределение полезного компонента внутри россыпи, как правило, неравномерное и струйчатое.

Торфа представляют собой песчано-глинистые осадки, обедненные тяжелыми минералами.

Литоральные россыпи, или прибрежно-морские и океанические, отличаются следующими особенностями:

- 1) они располагаются узкой полосой в зоне прибоя;
- 2) наиболее типичны россыпи рутила, ильменита, циркона, реже встречаются касситерит и алмазы, совсем редко – золото и платина; содержание минералов в этих россыпях значительно выше, чем в аллювиальных;
- 3) им свойственны хорошо отсортированные, обычно тонкозернистые, хорошо окатанные минералы;
- 4) протяженность россыпей обычно большая: десятки и сотни километров, но мощность редко превышает 1м;
- 5) россыпи редко бывают перекрыты маломощным слоем песка.

Наиболее благоприятные условия для образования литоральных россыпей возникают, когда берега сложены древними гранитогнейсами с развитой корой выветривания. Среди литоральных россыпей различают современные и древние, или ископаемые. Современные россыпи расположены вдоль берегов Австралии, Индонезии, Индии, Шри-Ланка, Африки, Южной и Северной Америки. Среди ископаемых известны третичные, мезозойские и палеозойские россыпные месторождения ильменита, рутила, циркона на Украине, Урале, в Сибири, на Тимане.

Выделяются девять типов рудных формаций россыпных месторождений.

1. *Золота*, представленные современными аллювиальными россыпями бассейнов рек Лена, Колыма, Амур, Амазонка, Конго и др.; древними аллювиальными и карстовыми россыпями, прибрежно-морскими.

2. *Платины*, включающие современные аллювиальные россыпи Сибири, долинные и террасовые россыпи Урала, прибрежно-морские на Аляске.

3. *Алмазов*, которые представлены современными аллювиальными россыпями Бразилии, Якутии, Урала, прибрежно-морскими россыпями Юго-Западной Африки, древними аллювиальными и карстовыми россыпями Якутии.

4. *Ильменит-рутил-циркон-монацитовая*, включающая современные прибрежно-морские россыпи Индии, Восточной Австралии, Бразилии и др.

5. *Олова* современных аллювиальных и прибрежно-морских россыпей стран Юго-Восточной Азии, Северо-Востока России и Китая.

6. *Магнетита и титаномагнетита* прибрежно-морских россыпей Новой Зеландии, Японских островов, Сахалина и Курил.

7. *Янтаря* прибрежно-морских россыпей побережья Балтийского моря России, Германии, Польши, Литвы и Латвии.

8. *Камнецветная*, представленная аллювиальными россыпями агатов, сердолика, горного хрусталя, изумрудов и других драгоценных и поделочных камней.

9. *Техногенные россыпи золота и минералов платиновой группы* в шламах и хвостохранилищах обогащения медно-никелевых сульфидных руд и в центральных отстойниках обогащения строительных песков и гравия.

Осадочные месторождения

Осадочными называются месторождения полезных ископаемых, возникшие в процессе осадконакопления на дне водоемов. Типичными признаками осадочных месторождений являются:

- локализация в определенных фациально-палеогеографических зонах;
- строгая приуроченность к стратиграфическим горизонтам;
- образование в стадии седиментогенеза и диагенеза;
- пластовая, пластово-линзовидная и лентовидная форма рудных тел.

По месту образования они разделяются на речные, болотные, озерные и морские. Среди осадочных известны и современные, но наиболее распространены древние ископаемые образования.

Осадочные месторождения полезных ископаемых имеют важное экономическое значение. Это месторождения энергетического и химического сырья (угли, торф, горючие сланцы, битумы, каменные соли); металлических полезных ископаемых (Fe, Mn, Au, Pt, Cu, U, Th, редкие и рассеянные металлы); сырья для производства удобрений (фосфориты, калийные соли, селитра, бораты); горно-индустриального сырья (кварцевый песок, диатомиты, трепела, цеолиты); стройматериалов (карбонатные породы, гипс, бутовый камень, глина, песок, гравий) и камнецветов (алмаз, агат, халцедон и др.).

В.И.Смирнов предложил выделить три класса месторождений по ведущему признаку рудонакопления: механические, хемогенные и биогенные.

Механические месторождения

Типичными представителями служат месторождения гравия, песка и глины. Они различаются по крупности слагающих их зерен. Это континентальные и прибрежно-морские терригенные породы или являются их составляющими. По промышленной ценности они составляют ряд: кварцевые пески и строительные материалы. Последние наиболее широко распространены и обычно сложены рыхлыми континентальными отложениями четвертичного возраста: элювиальные дресвяники, аллювиальные, флювиогляциальные галечники, гравелиты и пески. Широко распространены полигенные алевриты и глины (супеси и суглинки), используемые в производстве строительных материалов. Ценным сырьем являются озерные глины, отличающиеся особой чистотой.

Мономинеральные олигомиктовые кварцевые пески считаются ценным сырьем для производства стекла и световодов и встречаются редко. Полимнеральные (полимиктовые) разности встречаются чаще.

Хемогенно-осадочные месторождения

Среди хемогенно-осадочных месторождений различают: образованные из истинных растворов и из коллоидов. К первому подклассу относят месторождения солей и рассолов, ко второму – металлов.

Месторождения, образованные из истинных растворов

Месторождения солей. Галогенные или звапоритовые месторождения минеральных солей состоят из хлоридов и сульфатов Na, K, Mg, Ca с примесью бромидов, йодидов, боратов.

По условиям образования выделяются: 1) природные рассолы современных соляных бассейнов; 2) залежи солей; 3) соляные подземные воды; 4) ископаемые или древние залежи солей.

Природные рассолы и залежи современных бассейнов приурочены к депрессиям морских побережий и континентальных впадин. В первом случае они формируются в отшнурованных лагунах морей при выпаривании воды в условиях сухого и жаркого климата с образованием лиманов, сивашей и прибрежных соляных озер. Во втором случае они возникают в плоских бессточных котловинах сухих и жарких областей при систематическом выпаривании поступающих в них поверхностных и подземных вод.

Соляные подземные воды образуются при фильтрации подземных вод по породам, содержащим в своем составе различные соли.

Ископаемые залежи минеральных солей, как полагает большинство геологов, относятся к классическим осадочным образованиям. Считается, что они формировались в обстановке аридного климата в процессе испарения относительно изолированных лагун и палеоморей. Содержание солей в воде современного Мирового океана составляет в среднем 3,5 %, повышаясь в морях с затрудненным водообменом до 3, 9%. В объеме океанических и морских вод, согласно В.Вернадскому, растворено около 22 млн. км³ солей. Порядок кристаллизации солей из растворов морской воды зависит от очень многих факторов: от исходного состава и количества, пределов совместной растворимости, температуры и времени испарения. Он изучался многими исследователями. По их данным, вначале отлагается гипс, затем галит и в конце процесса при наибольшем выпаривании осаждаются сложные и простые сульфаты Na, K и Mg. В соответствии с этим обычно в основании соляных пластов находится гипс,

затем лежит галит, а верхнюю часть в полностью дифференцированных месторождениях венчают слои калиевых и магниевых солей.

Все известные крупные соляные месторождения формировались в обстановке жаркого и сухого климата в предгорных прогибах или синклинальных прогибах платформ (рис.20). Такие соляные месторождения известны в Предуральском, Предкарпатском, Донецком, Предпиренейском, Предкордильерском и других передовых прогибах, а также Прикаспийской, Днепровско-Донецкой, Московской, Ангаро-Ленской и других синеклизах.

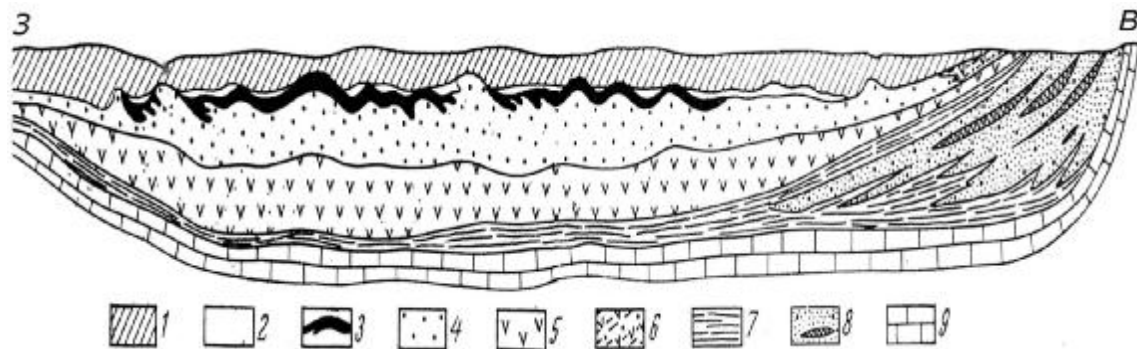


Рис.20. Схематизированный разрез соляного месторождения Предуральского прогиба. По А. Иванову: 1-6 — кунгурский ярус: 1 - покровные породы (гипсоносные глины, мергели, известняки, песчаники), 2 — покровная каменная соль, 3 — толща калийно-магниевых солей, 4 — подстилающая каменная соль, 5 - глинисто-ангидритовая толща, 6 - соленосные глины и мергели с гипсом и ангидритом; 7-9 - артинский ярус: 7 - глины, известняки и доломиты, 8 - песчаники, мергели, глины и конгломераты, 9 – известняки.

Формирование соляных месторождений происходило неравномерно в истории осадконакопления с максимальным расцветом галогенеза в конце этапов геологического развития.

Многие соляные месторождения отличаются специфической «тектоникой», обусловленной низкой плотностью и высокой пластичностью солей. Выжимание соляных масс приводит к возникновению соляных куполов (рис.21).

Некоторые соляные месторождения содержат бор в виде рассеянного калибарита. В рассолах некоторых соляных озер накапливается литий, в соляных водах иногда фиксируются бор и йод.

Месторождения, образованные из коллоидных растворов

Осадочные месторождения Fe, Mn и Al формируются из суспензий и коллоидных растворов на дне рек, озер и морских водоемов.

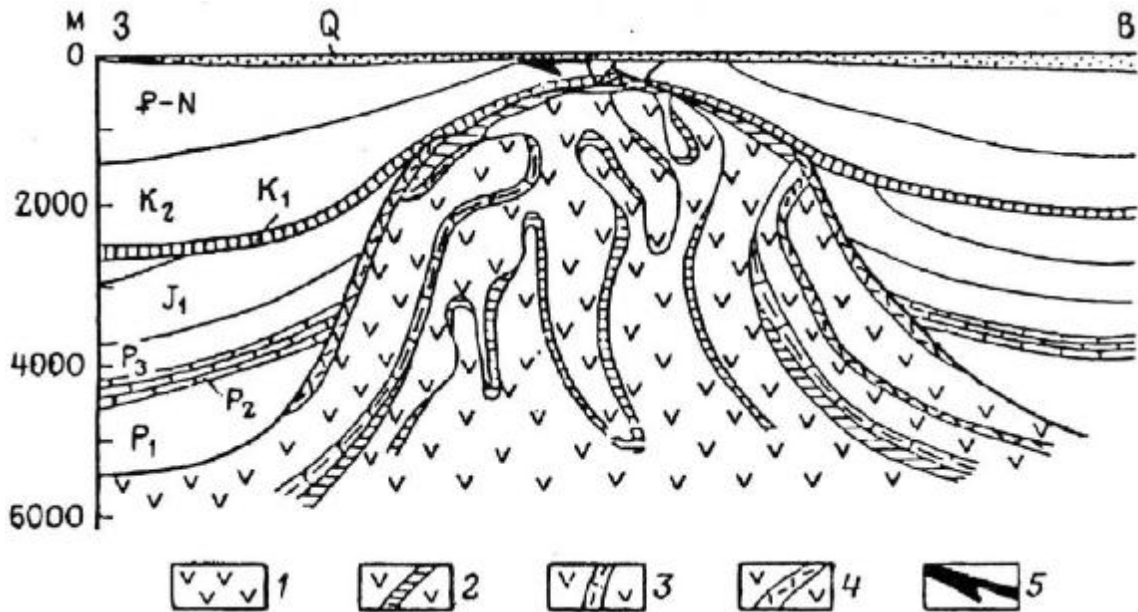


Рис.21. Складчатость нагнетания в ядре диапирового соляного купола. Ядро сложено породами пермского возраста. По А.Бенцу (Белоусов, 1985): 1 — соль, 2 — глина, 3 — известняки, 4 — ангидрит, 5 — битум.

Для рассматриваемых месторождений характерны следующие особенности:

- 1) ассоциация с сероцветными терригенными, туфогенно-осадочными формациями гумидных зон;
- 2) фациально-геохимическая и минеральная зональность оруденения относительно береговой линии;
- 3) стратиграфический контроль оруденения, наличие металлогенических эпох, в которых сосредоточены наибольшие мировые запасы Fe, Mn и Al;
- 4) пластовая форма рудных тел, оолитовые, конкреционные и микрослоистые текстуры руд.

Источником материала для образования этих месторождений является континентальная кора выветривания. Максимальное количество железа мобилизуется при выветривании основных пород, для накопления бокситов наиболее благоприятны коры выветривания кислых пород, а для марганца - зоны выветривания пород с повышенным количеством этого металла. Вынос соединений всех трех металлов осуществляется реками и грунтовыми водами. Перенос происходит в форме тонких взвесей, коллоидных растворов. Отложение соединений осуществляется в прибрежной зоне озер и морей под воздействием электролитов, растворенных в водах этих водоемов, коагулирующих коллоиды металлических соединений и переводящих их в осадок. В связи с различной геохимической подвижностью соединений Fe, Mn и Al происходит их дифференциация в прибрежной зоне: ближе к берегу накапливаются бокситы, затем в верхней части

шельфа отлагаются железные руды, а в нижней – садка марганцевых руд (рис.22). Дифференциация проявляется также в изменении минерального состава руд от берега в глубь бассейна. В залежах марганцевых руд происходит смена четырехвалентных соединений трехвалентными, а затем двухвалентными, замена оксидных соединений карбонатными; для залежей железных руд в том же направлении намечается переход от оксидов к карбонатам и затем к силикатам.

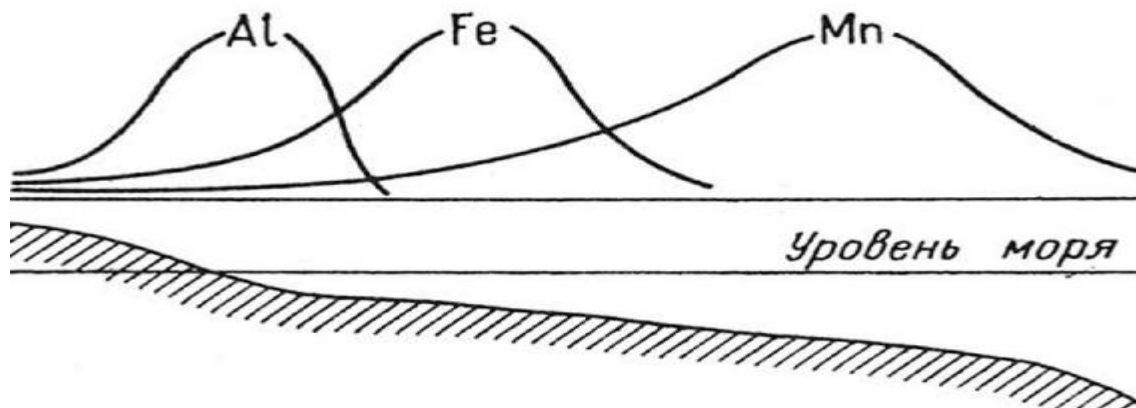


Рис. 22. Дифференциация руд алюминия, железа и марганца в прибрежной части водоема.

Месторождения железа имеют форму пластов и пластообразных залежей. Размеры их достигают крупных величин: в длину десятки и сотни километров, ширина их несколько километров, мощность до десятков метров. По минеральному составу руды разделяются на три группы: оксидные, карбонатные и силикатные. Оксидные состоят из лимонита, гидрогетита, гетита, карбонатные из сидерита, в состав силикатных руд входят железистые хлориты типа шамозита и тюрингита (рис. 23).

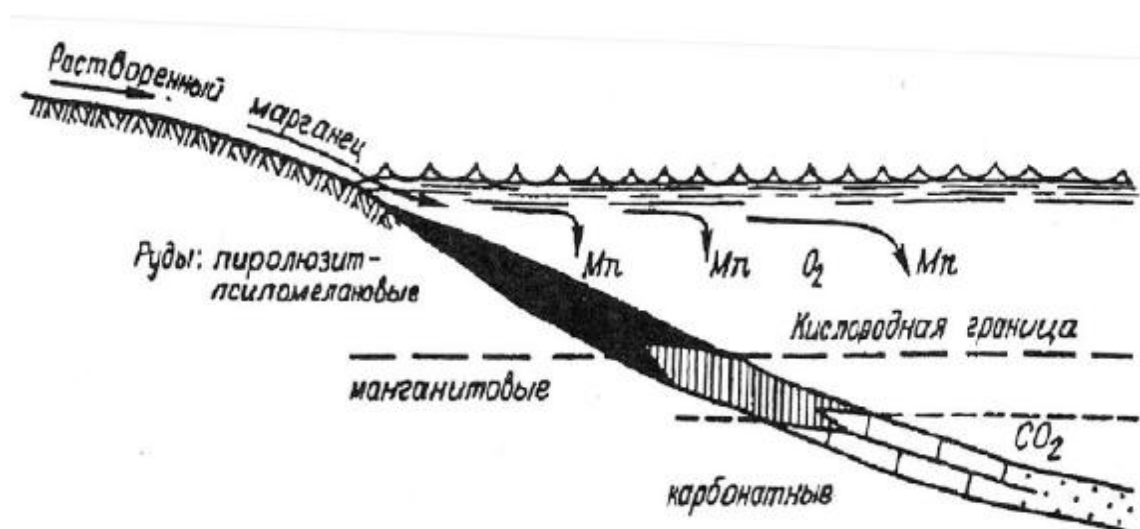


Рис.23. Минералого-геохимическая зональность осадочных марганцевых месторождений.

Месторождения марганца также имеют форму пластообразных залежей. Гидрооксидные руды состоят из псиломелана, пиролюзита, в состав оксидных руд входит кроме того манганит. Карбонатные руды состоят из родохрозита, манганокальцита.

Грандиозные запасы руд сосредоточены в железо-марганцевых конкрециях, выстилающих крупные площади дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Конкреции, плиты и корки имеют поперечник от десятых долей сантиметра до нескольких метров. Главными рудными минералами конкреций являются вернадит, псиломелан, гидрогетит и монтмориллонит, присутствуют пиролюзит, гетит и другие минералы. Средний состав конкреций в (%): Mn - 20, Fe - 16, Co - 0,33, Ni - 0,6, Cu - 0,35, Pb - 0,35, Zn - 0,08- 0,4, Ag - 0,0003. Запасы железо-марганцевых конкреций в придонной части Мирового океана достигают огромной цифры $2,5 \cdot 10^{12}$ т.

Месторождения алюминия (бокситы) имеют форму пластов, линз, лентовидную и гнездообразную. Они достигают длин и ширин нескольких километров при мощности до первых десятков метров. Текстуры бобовые, бобово-оолитовые, брекчиевые. Бокситы бывают каменистые, кавернозные и рыхлые. Минеральный состав: бемит, диаспор, гиббсит.

Кроме того, осадочным путем могут образоваться некоторые месторождения цветных и редких металлов: U, Cu, V, Mo, Sr, Ge. Чаще всего они приурочены к так называемым черным сланцам, пестроцветным отложениям, фосфорсодержащим породам. Черные сланцы содержат рассеянную вкрапленность сульфидов Fe, Cu, Mo, оксидов U и V, иногда достигающую промышленных концентраций. Кроме того, в их состав входят Ni, Cr, Ti, Co, Zn, Pb, Ag, Au и другие элементы. Фосфорсодержащие породы часто содержат повышенное количество урана, местами сопровождаемого V, Ag, Mo и другими элементами.

Выделяются следующие рудные формации хемогенных месторождений:

- 1) *гипс-ангидрит-галитовая;*
- 2) *галит-карналлитовая;*
- 3) *содовая;*
- 4) *современных и древних рассолов с концентрациями B, J, Br, щелочных и щелочно-земельных металлов;*
- 5) *бурых железняков с шамозит-гетит-гидрогетитовыми и сидеритовыми рудами;*
- 6) *псиломелан-пиролюзитовая с родохрозитом;*
- 7) *железо-марганцевых конкреций дна Мирового океана;*
- 8) *диаспор-бемитовая.*

Биохимические осадочные месторождения

Формирование биохимических осадочных месторождений может быть рассмотрено на примере фосфоритов, карбонатных и кремнистых пород, а также каустобиолитов. Они имеют большое экономическое значе-

ние, так как являются важнейшими энергетическими источниками, обеспечивают химическую промышленность и производство фосфорных удобрений.

Фосфориты. Среди фосфоритов выделяются платформенные и геосинклинальные месторождения. Фосфоритовые залежи обычно имеют пластовую или пластообразную форму и обладают значительными размерами. Например, зона распространения фосфоритовых пластов может быть вытянута на 100 км при ширине 40 – 50 м. Платформенные месторождения менее значительны по размерам. Минеральный состав фосфоритовых месторождений определяется фосфатным веществом, сложным соединением, содержащим фторапатит, карбонатапатит, гидроксилapatит. Помимо этих главных минералов отмечаются кальцит, иногда хлорит, сидерит, гетит, а для платформенных месторождений также органическое вещество. Фосфориты характеризуются биогенными текстурами руд – желваковистыми, конкреционными, зернистыми, слоистыми. Фосфатное вещество встречается в виде желваков, галек, мелких зерен, оолитов, слойков, конкреционных, цементных и органогенных образований, распространенных внутри песчано-глинистых и карбонатных пород.

Источником фосфора для фосфоритовых месторождений служит сравнительно легко растворимый апатит магматических пород. Фосфор, сносимый в морские водоемы, усваивается организмами. Концентрация фосфора в костях, панцирях, тканях и крови морских организмов достигает значительных размеров. Отложение фосфатных соединений на дне моря может осуществляться двумя способами - биологическим и биохимическим. В первом случае в результате отмирания морских организмов и скопления их на дне моря происходит разложение органического вещества и дальнейшее образование фосфорита. Эта схема приложима в основном к образованию конкреционных (желваковистых) платформенных фосфоритов. Более сложным биохимическим путем накапливается фосфор в геосинклинальных бассейнах. Схема формирования фосфоритов для этих условий разработана А.Казакевичем (рис.24).

Она основана на результатах измерения концентрации фосфора в колонне вод современных океанов. В третьем горизонте на глубине от 300 – 400 до 1000 – 1500 м происходит массовое разложение отмерших организмов, выделение из них фосфора и обогащение им воды. Фосфоритовое месторождение может образоваться при наличии глубинного течения, направленного из глубокой части к берегу водоема. Когда насыщенные CO_2 и P_2O_5 глубинные холодные воды подводятся в область материкового шельфа, возникают условия для химической садки кальцита и фосфорита. Этому способствуют уменьшение гидростатического давления, нагрев воды, уменьшение парциального давления углекислоты. Система равновесия

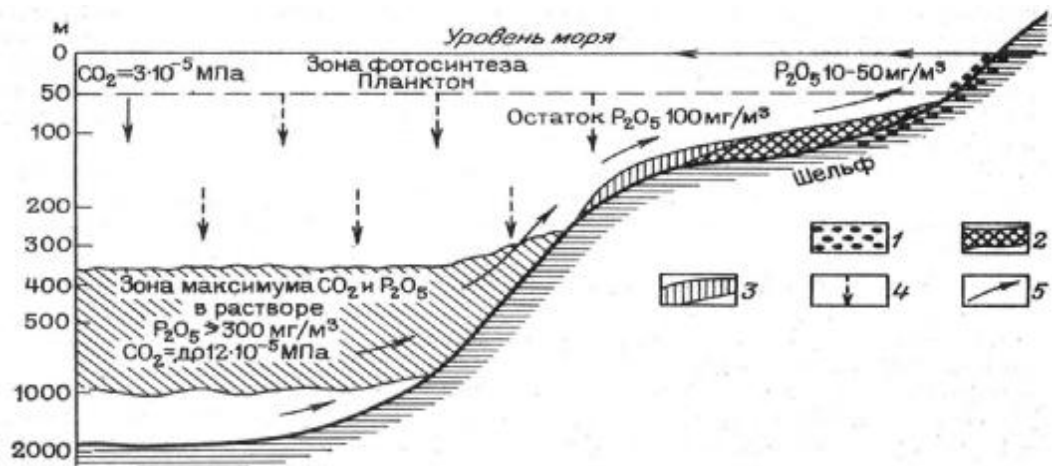


Рис.24. Схема фосфоритообразования — осаднения фосфатов из морской воды в зоне шельфа в условиях восходящих холодных глубинных течений. По А. Казакову:

1—3 — фации: 1 — береговых галечников и песков, 2 — фосфоритная, 3 — известковых осадков; 4 — падение остатков планктона; 5 — направление течений.

нарушается, в результате образуются пластовые фосфориты геосинклинального типа. Таковы месторождения Каратау в Казахстане, многочисленные месторождения формации Фосфория в США, месторождения Северной Африки и др.

В мире известно более 20 крупных фосфоритоносных бассейнов, которые располагаются в пределах шести провинций. Характерно положение этих провинций вблизи современных или древних краевых частей континентов. Это связано с мелководно-морским осадконакоплением, отличающимся высокой биологической продуктивностью и привнесением растворенных соединений фосфора с континентов.

Для фосфоритовых месторождений характерна связь с определенными геологическими эпохами. Более 80% фосфоритовых руд сосредоточено в отложениях трех эпох: венд-кембрийской, пермской и поздней мел-палеогеновой.

Все фосфориты характеризуются повышенными концентрациями радиоактивных, редких и рассеянных элементов: U, Th, Y, TR, Sc, V, Mo, Sr, Ba, Cr, F. Наблюдается положительная корреляция содержаний U и P. Повышенные концентрации элементов-примесей в фосфоритах обусловлены большой сорбционной емкостью мелкозернистого апатита и благоприятными кристаллохимическими особенностями.

Месторождения карбонатных и кремнистых пород. Месторождения биогенных известняков и доломитов являются ценным цементным сырьем, кроме того, используются в качестве строительного и облицовочного камня, минеральных добавок и удобрений в сельском хозяйстве.

Среди биогенных карбонатных пород выделяются: строматолитовые и онколитовые известняки и доломиты; органогенно-детритовые, органогенные (ракушечники) и органогенно-обломочные известняки; мел; переходные породы (глинистые или доломитистые известняки).

Биогенные карбонатные породы накапливались в условиях хорошо прогреваемых мелководных морей, коралловых аттолов, брахиоподовых и устричных банок. Соленость морских вод должна была быть нормальной, а гидрофизические условия благоприятными для массового развития скелетных организмов.

Месторождения биогенных кремнистых пород представляют собой силикатные осадочные образования. К ним относятся: диатомиты, сложенные остатками панцирей диатомовых водорослей; трепела, состоящие из мельчайших глобулей опала и халцедона с остатками радиолярий, спикул губок; опоки, включающие аморфные массы кремнезема в смеси со скелетами диатомей, радиолярий и губок. Перечисленные кремнистые породы обладают высокими сорбционными, фильтрационными, звуко- и теплоизоляционными, каталитическими свойствами, химической стойкостью и являются ценным горно-индустриальным сырьем. Кремнезем для биопродукции, по мнению ряда геологов, поступал из вулканического пепла, кремнесодержащих гидротерм и выщелачивался из вулканических пород. Обстановки современного биогенного кремненакопления часто совпадают с накоплением органического вещества и располагаются: в мелководноморских заливах с проявлением активного вулканизма; в краевых частях океанов, окраинных морях, пресноводных озерах.

Осадочные месторождения горючих полезных ископаемых. Важнейшими типами биогенных осадочных месторождений являются месторождения твердых горючих полезных ископаемых – торфа, лигнитов, бурых и каменных углей и горючих сланцев. Все они представляют в той или иной степени литофицированные концентрации собственно углеродистого органического вещества.

Месторождения углей принадлежат к образованиям фитогенным, связанным с жизнедеятельностью древних растений. Первичная органическая масса ископаемых углей разделяется на сапропелевую и гумусовую. Сапропелевые осадки формировались при накоплении на дне водоемов отложений простейших, главным образом, планктонных водорослей. Гумусовые осадки возникали при накоплении и последующем преобразовании на дне водоемов отмерших высших растений. В озерно-болотных водоемах возникали лимнические, в прибрежной части морей паралические угли. В прибрежных зонах водоемов и в болотах происходило разложение растительной массы, или ее гумификация, из смеси которой возникал торф, исходный материал для гумусовых углей. В соответствии с этими двумя процессами накопления исходной

органической массы, необходимой для угленакопления, выделяются две группы углей: гумулиты и сапропелиты.

Захоронение органической массы, диагенез и последующий метаморфизм приводили к ее углефикации и образованию ископаемых углей. При этом происходит уплотнение, обезвоживание, цементация и полимеризация. Вследствие этого исходная растительная масса сапропеля и торфа претерпевала следующий ряд постепенного и необратимого изменения: бурый уголь, каменный уголь, антрацит, шунгит и графит.

В составе углей различаются органическая и минеральная массы. Органическая масса состоит из углерода, водорода, кислорода, азота. В состав минеральной массы входят Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na и другие элементы. В углях в промышленно значимых концентрациях могут накапливаться U, Mo, Be, Ge, Ga, Re, Sc, высокие содержания отмечаются для Zn, Cd, As, Cu, Ni, Co, Zr, Y, TR, Th и др. В целом отмечается прямая корреляция содержаний микропримесей с зольностью и обратная – со степенью метаморфизма углей. Рудные концентрации в углях являются результатом их взаимодействия с поверхностными и подземными водами, при этом происходят сорбционные процессы, соосаждение с сульфидами железа, оказывают влияние окислительно-восстановительные и кислотно-щелочные барьеры.

Структура углей определяется вхождением в их состав четырех инградиентов – двух матовых (фюзен и дюрен) и двух блестящих (витрен и кларен). Для технических углей в составе выделяют балластную (негорючую) и горючую массы. В негорючую массу входят влага и зола. Горючая масса состоит из летучих компонентов, кокса и серы. Для этих же целей производится характеристика спекаемости и теплотворной способности.

Угленосные отложения обычно состоят из перемежающихся терригенных песчано-глинистых осадков. В почве и кровле пласта чаще находятся тонкозернистые глинистые или алевролитовые породы. Чередование гранулометрических разностей обуславливает ритмическое строение угленосных толщ.

По условиям образования они разделяются на формации геосинклинальные и платформенные. Геосинклинальные преобладают в палеозое, а платформенные доминируют в кайнозое. В истории осадконакопления выделяются три эпохи углеобразования. Первый максимум приходится на поздний карбон – раннюю пермь, второй на позднюю юру – ранний мел, третий на поздний мел – третичный период.

Месторождения горючих сланцев. Горючими сланцами считают карбонатные, кремнистые или глинистые породы, содержащие 15 - 40% органического вещества (керогена). Они отличаются от углей более значительной зольностью и меньшей теплотой сгорания, поэтому являются низкокалорийным топливом и ценным химическим сырьем. Горючие сланцы могут быть гумусовыми, сапропелевыми и смешанными. Промышленное значение имеют лишь сапропелевые сланцы. Горючие сланцы многими исследователями рассматриваются в качестве нефтематеринских толщ.

Среди месторождений горючих сланцев известны образования всех периодов - от кембрийского до третичного. Они слагают пласты мощно-

стью в несколько метров. Характерно субгоризонтальное залегание рудовмещающих толщ. В сланцах отмечается накопление ряда элементов: Re, Mo, U, Se, Te, V, Ni, Ag, TR и др.

Концентрации металлов в черных сланцах. Черные сланцы представляют собой темные пелитоморфные, сланцеватые осадочные породы, обогащенные седиментогенным органическим веществом. Они могут быть глинистыми, карбонатно-глинистыми и глинисто-кремнистыми. По своим особенностям они близки горючим сланцам, но содержат меньше органического вещества (от 1 до 10 - 15%). Их отличает широкое, часто региональное распространение в пределах складчатых и платформенных областей, более широкий временной диапазон распространения, включающий протерозойскую эпоху, большая степень метаморфизма пород и органического вещества.

Некоторые элементы в черных сланцах накапливаются в промышленных масштабах (медистые сланцы Центральной Европы, ураноносные сланцы Чаттануга в США). Полезными компонентами в черных сланцах являются Cu, U, V, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, Ni, Co, платиноиды. Рудные тела пластовые и в основном залегают внутри пласта углеродистых сланцев. Концентрации элементов низкие, но, учитывая огромные массы черных сланцев, они нередко сосредотачивают грандиозные запасы руд. Так, например, запасы урана в черных сланцах Чаттануга в США оцениваются в 5 млн.т при содержании металла 0,066%. Уран находится в форме уран-органических комплексов, сорбированных ионов и изоморфного замещения Са в коллофане.

ГЛАВА IV. МЕТАМОРФОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

К метаморфогенным месторождениям относятся такие месторождения, которые непосредственно сформированы в результате метаморфических процессов (*метаморфические*) или изменены под влиянием метаморфизма (*метаморфизованные*). Они включают месторождения железа, марганца, золота, урана, титана, меди и полиметаллов, алмазов, горного хрусталя, графита, кварцитов, яшмы, граната, флогопита, керамического сырья, корунда, высокоглиноземистого сырья, наждака, мрамора, нефрита, лазурита и др.

Метаморфические процессы имеют локальный и региональный характер. К локальным разновидностям относятся автометаморфизм и контактовый метаморфизм, а также динамометаморфизм вдоль тектонических зон. Региональный метаморфизм развивается вследствие совокупного действия давления, температуры и различных минерализаторов, особенно воды. В крайних формах он переходит в ультраметаморфизм, обуславливающий переплавление пород. Региональный метаморфизм, вызванный повышением температуры и давления, называется прогрессивным, способствующим реакциям с выделением воды и углекислоты из минералов. Метаморфизм,

связанный со сменой высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными, способствующий обратному поглощению воды и углекислоты, называется регрессивным. Вследствие метаморфизма изменяется форма, строение и состав тел полезных ископаемых.

Форма рудных тел. Среди метаморфизованных месторождений преобладают пластообразные, линзовидные, ленто- и жилообразные залежи. Их размеры иногда достигают значительных величин. Характерны полосчатые, сланцеватые, плейчатые текстуры. Метаколлоидные текстуры в процессе метаморфизма преобразуются в кристаллические.

Минеральный состав отличается переходом гидроксидов в оксидные соединения. Гидроксиды железа преобразуются в гематит и магнетит. Псилломелан и манганит замещаются браунитом и гаусманитом. Опал переходит в кварц, фосфорит преобразуется в апатит, органическое вещество графитизируется.

Геологический возраст. Метаморфогенные месторождения локального контактового происхождения могут иметь самый различный возраст. Среди регионально метаморфизованных месторождений резко преобладают древние образования. Большинство из них принадлежит докембрийским формациям.

Геологическая структура. Складчатые структуры метаморфогенных месторождений характеризуются наличием уплотненных, разбитых густой сетью трещин изоклинальных складок, с очень характерным крутым погружением шарниров. Зоны смятия, представляющие собой плоские, интенсивно развальцованные нарушения, обычно согласные с общим планом расщепления, относятся к наиболее типичным геологическим структурам, свойственным региональным метаморфогенным месторождениям.

Физико-химические условия образования

Теоретически и экспериментально установлено, что нижняя температурная граница регионального метаморфизма колеблется в пределах 450 – 500⁰С, а верхняя граница, установленная по парагенезису пироксена и гиперстена, определяется в 900 – 950⁰С. По имеющимся данным, давление может достигать 1500 -1700 МПа.

Классификация метаморфогенных месторождений

Серия метаморфогенных месторождений подразделяется на две группы - метаморфизованные и метаморфические. Группа метаморфизованных месторождений расчленяется на два класса: регионально метаморфизованные и контактово- метаморфизованные.

Регионально метаморфизованные месторождения

В классе регионально метаморфизованных месторождений известны месторождения Fe, Mn, Pb, Zn, Cu, Au и U, фосфора. Все они залегают

среди докембрийских,
метаморфических пород.

отчасти

нижнепалеозойских

Это месторождения железа: КМА, Кривого Рога, Кольского полуострова и др.; марганца: Бразилии, Индии; золота и урана: Витватерсранд в ЮАР и др.

Регионально метаморфизованные месторождения железных руд составляют подавляющую часть мировых запасов железа. Находятся они среди докембрийских, отчасти нижнепалеозойских пород. Рудные тела разделяются на бедные и богатые. К бедным принадлежат серии пластообразных залежей железистых кварцитов, вытянутые на десятки километров при мощности в сотни метров. Железистые кварциты состоят из тонко чередующихся прослоек кварца, минералов железа (магнетит, гематит, мартит) и силикатов (биотит, хлорит и др.) Содержание железа в них составляет 25 - 43%. Богатые руды с содержанием железа 50% и более образуются при выветривании железистых кварцитов. По форме среди них преобладают плащеобразные тела. В минеральном составе богатых руд отмечаются мартит, гидрогематит и другие гидроксиды железа. Проблема генезиса железистых кварцитов многие годы была предметом дискуссий между сторонниками первично осадочного морского и вулканогенного происхождения. В последние годы геологи признают существование и тех и других месторождений, выделяя в составе древних докембрийских пород четыре железисто-кремнистые формации. Значительно более спорными остаются вопросы генезиса богатых руд. Существует по крайней мере три точки зрения: одни считают, что формирование богатых руд обусловлено гидротермальным процессом; другие связывают его с глубинной циркуляцией поверхностных вод; согласно третьей, они имеют метаморфогенное происхождение. Вероятно, богатые руды имеют сложный полигенный генезис.

Среди метаморфизованных первично осадочных месторождений марганцевых руд выделяют две разновидности. К одной принадлежат месторождения, образовавшиеся при слабом метаморфизме первично осадочных руд. Примером являются месторождения Центрального Казахстана, руды которых сложены браунитом и гаусманитом. Интенсивно метаморфизованные залежи марганцевых руд (вторая разновидность) распространены в Индии, Бразилии, Австралии и других странах. Рудные тела этих месторождений, в составе которых отмечаются марганцевый гранат, марганцевые пироксены и амфиболы, залегают среди гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов.

Ярким примером метаморфизованных месторождений является уникальное по запасам золота, урана, платиноидов, редких земель, алмазов месторождение Витватерсранд в ЮАР. Здесь линзовидные в плане и пластово-линзовидные в разрезе рудные тела (риффы) приурочены к пластам кварцевых конгломератов, ритмично чередующихся с кварцитами и сланцами раннепротерозойской толщи.

Контактово-метаморфизованные месторождения

В этом классе могут находиться разнообразные месторождения, не всегда легко выделяемые среди эндогенных скарновых месторождений, развитых в интрузивных ореолах. В качестве примера приводятся некоторые месторождения графита, корунда и наждака.

Месторождения графита возникают в ореоле интрузий, рвущих пласты каменного угля. Их примером может служить Курейское месторождение, генетически связанное с пластами каменного угля Тунгусского бассейна, подвергшимися сильному контактовому метаморфизму под воздействием сибирских траппов.

Месторождения корунда и наждака возникают вследствие контактового влияния интрузий на залежи бокситов.

Метаморфические месторождения

Метаморфические месторождения образуются в результате метаморфизма горных пород. Типичными метаморфическими образованиями являются многочисленные месторождения мраморов, возникшие при изменении известняков, месторождения кварцитов, образовавшиеся при метаморфизме песчаников, месторождения кровельных сланцев, сформировавшиеся при низкой степени метаморфизма глинистых сланцев. К фации зеленых сланцев принадлежат метаморфические месторождения асбеста, к амфиболовой фации – флогопита, а также кианита, наждака и графита, к гранулитовой – граната, к эклогитовой – рутила (титана).

Метаморфогенно-гидротермальные месторождения

К метаморфогенно-гидротермальным месторождениям относят месторождения золота, урана, горного хрусталя, расположенные в метаморфических комплексах. Предполагают, что рудоформирующие гидротермальные системы образуются на этапах регрессивного метаморфизма и перераспределяют полезные компоненты, заимствованные из вмещающих метаморфических пород. Для таких месторождений устанавливается ведущая роль углекисло-водных гидротерм в образовании руд и отсутствие пространственной связи с определенными магматическими комплексами.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1989. - 326 с.
2. Старостин В.В. Геология полезных ископаемых / В.В.Старостин, П.А.Игнатов. – М.: Изд. МГУ, 1997. – 304 с.

Дополнительная

1. Вахромеев С.А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования. – М.: Недра, 1979. – 288 с.
2. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982. – 669 с.

Оглавление

Введение.	3
Основные задачи науки.	3
Основные понятия учения о полезных ископаемых.	3
Краткий исторический очерк.	4
Глава I. Общие сведения о месторождениях полезных ископаемых.	6
Площади распространения полезных ископаемых.	6
Морфология тел полезных ископаемых.	6
Минеральный и химический состав полезных ископаемых.	9
Этапы и стадии минералонакопления.	10
Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых.	10
Геологические условия образования месторождений с позиции геосинклинальной концепции.	12
Геологические условия образования месторождений с позиции мобилистской концепции.	16
Длительность формирования месторождений.	19
Уровни глубины образования месторождений.	19
Глава II. Эндогенные месторождения.	20
Магматические месторождения.	20
Карбонатитовые месторождения.	25
Пегматитовые месторождения.	27
Альбитит-грейзеновые месторождения.	32
Скарновые месторождения.	36
Гидротермальные месторождения.	41
Колчеданные месторождения.	49
Глава III. Экзогенные месторождения.	51
Месторождения выветривания.	51
Кора выветривания месторождений.	60
Россыпные месторождения.	63
Осадочные месторождения.	67

Глава IV Метаморфогенные месторождения.	77
Литература.	81

Автор Коваль Ирина Константиновна
Редактор Тихомирова О.А.