

Министерство по образованию и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
АМУРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
(ФГБОУ ВПО «АмГУ»)

Кафедра

Геологии и природопользования

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ ПО ДИСЦИПЛИНЕ

«ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»

Краткий курс лекций

Для специальности: 130301.65 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых»; 130101.65 «Прикладная геология»

Составитель: Авраменко С.М., ст. преподаватель
Инженерно-физический факультет
Кафедра геологии и природопользования

Благовещенск 2012 г.

*Печатается по
разрешению редакционно-
издательского совета
Амурского государственного
университета*

Составитель: С.М. Авраменко

Учебное пособие по дисциплине «Основы учения о полезных ископаемых», краткий курс лекций : учебное пособие, /С.М. Авраменко – Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. – 90 с.

Учебное пособие составлено в соответствии с требованиями Государственного образовательного стандарта высшего профессионального образования по специальностям 130301.65 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых», 130101.65 «Прикладная геология».

Пособие предназначено для студентов кафедры геологии и природопользования инженерно-физического факультета АмГУ.

@ Амурский государственный университет

СОДЕРЖАНИЕ

№ п/п	Лекция	Стр.
1	Общие сведения о полезных ископаемых	4
2	Магматогенно-метасоматическая группа месторождений	8
3	Карбонатитовые месторождения	15
4	Постмагматические месторождения	31
5	Альбитит-грейзеновые месторождения	41
6	Экзогенная группа месторождений	57
7	Осадочные месторождений	65
8	Метаморфогенная группа месторождений	82

Лекция 1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основные понятия и термины. Сводная генетическая классификация. Связь ПИ с локальными структурами. Вещественный состав, текстуры и структуры ПИ. Морфология тел ПИ.

Основные понятия и термины

Предметом изучения данной дисциплины являются полезные ископаемые. *Полезное ископаемое* - это естественное скопление в недрах или на поверхности континентов, дне морей и океанов природного минерального образования в твердом или жидком, или газообразном состоянии. В процессе геологоразведочных и научно-исследовательских работ выявляют их пространственное положение, формы и размеры, количественные, качественные и другие технологические характеристики. При определенной экономической значимости они становятся *минеральными ресурсами*, часть из которых в результате разведочных работ трансформируется в запасы.

Размещение минеральных ресурсов контролируется локальными и региональными структурами. Минеральные ресурсы, приуроченные к локальным структурам, концентрируются в месторождения. То есть *месторождение* представляет собой скопление полезного ископаемого, занимающего определенное пространственное положение в локальной геологической структуре и характеризующееся практически значимыми качественными и количественными показателями. Месторождение может быть промышленным, если оно имеет балансовые запасы, и непромышленным, если использование его запасов в настоящее время экономически нецелесообразно или технически и технологически невозможно.

Месторождения не имеющие разведанных запасов, оцениваются по прогнозным ресурсам. Разведанные запасы в процессе их разработки становятся *минеральным сырьем*.

Когда речь идет об использовании минеральных ресурсов в качестве сырья для промышленности, тогда возникает производное понятие *минерально-сырьевые ресурсы*.

Другие ключевые понятия дифференцированы по природно-технологическим группам полезных ископаемых. По технологическим особенностям, обуславливающим области их использования, полезные ископаемые и их месторождения разделяют на металлические, неметаллические, горючие (каустоболиты) и гидроминеральные.

Нередко металлические полезные ископаемые отождествляют с рудными, неметаллические, не обоснованно, с нерудными полезными ископаемыми. В действительности как металлические, так и частично неметаллические полезные ископаемые являются рудными образованиями. Понятие "неметаллические" лишь отрицает принадлежность к металлическим образованиям, поэтому к ним часто добавляют определение "твердые", поскольку они, как и металлические полезные ископаемые,

находятся, за редким исключением, в твердом состоянии.

Рудой называется горная минеральная масса, содержащая один или более ценных компонентов в количестве, обеспечивающем возмещение затрат на их извлечение.

Горючие и гидроминеральные полезные ископаемые могут быть в твердой, жидкой или газообразной фазах. Твердое минеральное сырье, предназначенное для технологической переработки, является товарной рудой. Часть неметаллического минерального сырья и твердых каустобиолитов, подобно жидкому и газообразному сырью, используется без предварительной переработки.

Продуктивные части месторождений, имеющие природные геолого-структурные границы или условные контуры, устанавливаемые по результатам опробования, образуют тела или залежи. Их внутреннее строение характеризуется неоднородностью слагающих элементов: встречаются участки повышенных концентраций полезных компонентов и участки, практически лишенные их. При достаточно высокой плотности участков повышенных концентраций тело становится *рудным телом*. Близким по значению является понятие *рудная залежь*. Рудное тело характеризуется рудонасыщенностью или рудоносностью, рудная залежь - продуктивностью. Если понятие "рудное тело" может рассматриваться вне его формы и условий залегания, то понятие "рудная залежь" указывает на значительную изменчивость ее мощности и согласное залегание. На месторождении может быть одно-два, чаще несколько рудных тел или залежей.

Обособленными являются залежи нефти, газоконденсата и газа, представляющие собой естественные скопления этих образований в литолого-структурных ловушках. Кроме того, выделяют различные типы торфяных залежей, пластообразные залежи каменного угля или каменной соли, пластовую залежь калийной соли и залежи других полезных ископаемых.

Небольшие скопления полезных ископаемых в локальных геологических структурах называют *проявлениями*, а если такие скопления представлены рудными образованиями, то - *рудопроявлениями*. Незначительные по размерам проявления или рудопроявления определяются соответственно понятиями *минерализованной и рудной точки*.

Площадь распространения сближенных в общей локальной геологической структуре генетически связанных месторождений или рудопоявлений представляет собой *рудное поле*. Рудные поля и месторождения полезных ископаемых могут формировать более значительные по площади распространения *районы* или *узлы*, которые, в свою очередь, объединяются в *металлогенические зоны и пояса*, а также *области и провинции* или *бассейны* различной минерально-сырьевой специализации. Размещение рудных полей и указанных территорий более высоких природных уровней контролируется региональными структурами в совокупности с другими геологическими факторами. Изучением этих вопросов занимается специальная наука - *металлогения* или *минерагения*.

Для познания геологических условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых важными являются

понятия о фациях, геологических формациях и комплексах, рудных формациях и комплексах. Эти понятия могут иметь различные объяснения (толкования или определения), функционально связанные с особенностями изучаемых объектов и методов их исследования. Применительно к данной дисциплине понятие *фации* указывает на общность геологических, физико-химических, ландшафтных или других обстановок (условий), в которых формируются геологические формации и комплексы и связанные с ними соответственно рудные формации и рудные комплексы. Основным критерием выделения геологических формаций является стратификация слагающих их толщ.

Геологические формации объединяют близкие по составу и происхождению сообщества стратифицированных горных пород (осадочных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных, метаморфических и кор выветривания), формирующих геологические тела в определенных структурных элементах земной коры. Парагенетические ассоциации интрузивных и нестратифицированных субвулканических пород образуют *геологические комплексы*.

Рудная формация объединяет близкие по происхождению и минеральному составу экономически значимые образования в рудовмещающих или рудоносных геологических формациях. *Рудные комплексы* включают парагенетические ассоциации основных и сопутствующих полезных компонентов (в минеральной или элементной форме) при соотношении их промышленной ценности от паритета до минимума, обеспечивающего техническую возможность и экономическую целесообразность их извлечения. Они могут быть пространственно связаны с интрузивными и субвулканическими сообществами пород либо размещаться в геологических формациях как эпигенетические образования. В последнем случае можно говорить о конвергентности понятий "рудная формация" и "рудный комплекс".

Геологические формации и нестратифицированные ассоциации горных пород с вмещающими их структурами образуют *структурно-формационные комплексы*. При наличии связанных с ними месторождений полезных ископаемых они определяются как "*продуктивные*" или "*рудопродуктивные*" и служат основой выделения промышленных типов месторождений, общие модели которых носят описательный характер.

Сводная генетическая классификация

Выявление избирательной связи продуктивных структурно-формационных комплексов с определенными геодинамическими обстановками и рудообразующими физико-химическими процессами, реконструкция природы энергетических, и вещественных источников и первичных морфологии тел и условий их залегания позволяют составить генетические модели месторождений, то есть установить *генезис*. На основе многочисленных генетических моделей, реконструирующих общие условия и процессы образования месторождений полезных ископаемых, осуществляется их генетическая классификация. Составляющие ее типы месторождений называются *генетическими*.

Генетическая классификация, впервые была опубликована автором в его учебнике "Геология и разведка, месторождений полезных ископаемых" (1989). Выделенные в ней генетические типы и их группировка тесно увязаны с рудообразующими процессами.

Геологические рудообразующие процессы подразделяются на 4 группы: магматические, постмагматические, эндогенно-экзогенные, экзогенные (выветривания и седиментации) и метаморфогенные. В результате магматических и постмагматических процессов формируется группа магматогенно-метасоматических месторождений. Совместное проявление эндогенных и экзогенных процессов одновременно или в определенной взаимосвязи обуславливают возникновение эндогенно-экзогенной группы месторождений. Процессы выветривания и седиментации приводят к образованию *экзогенных* месторождений, а с метаморфизмом - связана группа *метаморфогенных* месторождений.

Магматические, постмагматические и метаморфические процессы, связанные с проявлением внутренней энергии Земли, называются, как и производные от них месторождения, *эндогенными*.

Месторождения магматического класса подразделены на ликвационный, эксплозивный и кристаллизационный подклассы, отражающих их связь соответственно с процессами ликвации мафит-ультрамафитовой магмы, эксплозий кимберлитовой и лампроитовой магм и кристаллизационной дифференциации ультрамафитовых, мафитовых и щелочных магм.

Карбонатитовые месторождения могли сформироваться в результате последовательного внедрения и кристаллизации ультрамафитовых щелочных магм в структурах центрального типа, а также в связи с магматогенно-метасоматическими процессами.

Пегматитовые месторождения подразделяются на три подкласса: 1) простых пегматитов, сформировавшихся при кристаллизации остаточного магматического расплава; 2) перекристаллизованных (при перекристаллизации простых пегматитов) и 3) метасоматически замещенных пегматитов, образованных в процессе метасоматоза перекристаллизованных пегматитов.

С процессами магматогенного метасоматоза связаны скарновые и альбитит-грейзеновые месторождения.

Те и другие являются постмагматическими образованиями. Скарновые подразделены, на месторождения карбонатных и силикатных скарнов, Первые характеризуются проявлением, контактового кальциево-магниевого и алюмосиликатного метасоматоза, вторые-кальцие-силикатного. Альбитит-грейзеновые месторождения подразделены на альбититовый и грейзеновый подклассы. В альбититовых месторождениях интенсивно выражены процессы натрового метасоматоза, а в грейзеновых - калиевого метасоматоза.

Магматогенно-метасоматическую группу завершают гидротермальные

и эксгалационные месторождения: плутоногенные, субвулканические, или порфировые, и вулканогенные, или эксгалационно-вулканогенные, связанные также с постмагматическими процессами.

В переходной эндогенно-экзогенной группе месторождений выделяются вулканогенно-осадочный и гидротермально-осадочный (стратиформный) классы, связанные с процессами сингенетического и эпигенетического рудообразования в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях.

В экзогенной группе выделяют два класса месторождений: выветривания и осадочный. Месторождения выветривания подразделяют на два подкласса: остаточный и инфильтрационный. Остаточные месторождения являются продуктами химического выветривания, а инфильтрационные месторождения сформировались при выщелачивании и переотложении фунтовыми водами рудообразующих компонентов на геохимических барьерах.

Осадочные месторождения подразделены на подклассы: 1) обломочный и россыпей, 2) гидрогенный (хемогенный), 3) биогенный.

Подкласс обломочных и россыпных месторождений, производных физического выветривания, в зависимости: от механизма и места его проявления, в свою очередь, делится на элювиально - делювиальные, аллювиальные, литоральные, ледниковые и эоловые месторождения. Элювиально-делювиальные образования формируются в процессе приповерхностного разрушения продуктивных тел и гравитационного смещения материала по склону. Аллювиальные россыпи связаны с речной эрозией, переносом, и накоплением, твердого стока. Механическая дифференциация обломочного материала в прибрежноморской полосе приливов и отливов или зоны прибоя может привести к образованию литоральных месторождений. С переносом и отложением морен связаны ледниковые образования, с перемещением песков ветром - эоловые.

Формирование гидрогенных месторождений обусловлено процессами кристаллизации солей из растворов морской воды и последующим проявлением соляной тектоники.

Образование биогенных месторождений, связано с осадконакоплением и преобразованием органической массы.

Метаморфогенная группа включает метаморфизованный и метаморфический классы месторождений. Кроме того, различают месторождения в различных фациях метаморфизма.

Месторождения, образовавшиеся в результате последовательного проявления различных по генезису рудообразующих процессов, называются *полигенными*. При полигенном оруденении создается комбинированная генетическая модель месторождения. В этом: случае могут возникнуть затруднения в отношении его генетической: принадлежности, определяемой по доминирующему рудообразующему процессу. Длительность и прерывистость во времени таких или однотипных, по генезису процессов приводит к образованию *полихронных месторождений*. Разновидностью полигонных и полихронных рудообразований могут служить *регенерированные месторождения*, которые сформировались в результате

вовлечения в процессе их становления отличных по генезису более древних минеральных скоплений.

Лекция 2 МАГМАТОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ.

Магматические месторождения.

Общая характеристика

Магматические месторождения являются производными магмы и формируются в процессе внедрения и затвердевания ее расплавов. Магмообразующие очаги могут быть мантийного (на глубине порядка 100-130 км) или корового (на глубине около 20 км) происхождения. Мантийные расплавы содержат повышенные концентрации сидерофильных и халькофильных элементов, а коровые обогащены литофильными элементами.

Дифференциация (разделение) компонентов в магматическом расплаве осуществляется под действием силы тяжести, или *гравитации*.

При подъеме и внедрении магматического расплава происходит его смешение с переплавленными вмещающими породами или легколетучими компонентами. Такое изменение состава магмы называется *контаминацией*. Процесс усвоения магмой постороннего вещества с полным его переправлением называется *ассимиляцией*.

Таким образом, часть рудных компонентов могла быть захвачена расплавом из магматического очага, а другая часть мобилизована из вмещающих пород в процессе ассимиляции. Контаминация расплава существенно влияет на ход кристаллизационной дифференциации.

Кристаллизация металлоносного расплава может начаться в магматическом очаге и продолжаться как на пути подъема расплава, так и на месте становления интрузива.

При постепенном подъеме глубинного расплава по магматической колонне и относительно спокойном внедрении кристаллизация происходит синхронно с дифференциацией и приводит к образованию расслоенных интрузий. Дифференциации основных-ультраосновных расплавов при благоприятных петрохимических и термодинамических факторах может предшествовать *ликвация*. Она происходит при 1500-1200°C и заключается в разделении сульфидно-силикатной магмы на два несмешивающихся расплава: силикатный и сульфидный. Кристаллизация сульфидного расплава в определенных тектонических условиях может завершиться образованием медно-никелевых руд.

При быстром подъеме мантийного ультраосновного-щелочного расплава и эксплозивном внедрении его в гипабиссальной зоне образуются эруптивные брекчии, состоящие из раскристаллизованных протоматических пород порфировой структуры и захваченных обломков вмещающих пород. Такие неоднородные по составу породы называются

кимберлитами. В них могут находиться алмазы в промышленных концентрациях. Их раскристаллизация происходила раньше всех других минералов. Поэтому месторождения алмазоносных кимберлитов относят к раннекристаллизационным образованиям.

Содержания рудных компонентов ранней кристаллизации редко достигают промышленных значений.

Большая часть рудных минералов затвердевает в позднюю стадию, после раскристаллизации основной массы силикатных и алюмосиликатных минералов. Однако обособление рудных компонентов начинается уже в жидкой и газообразной фазах в результате процессов конвекционного теплового движения вещества магмы и обусловленной ими диффузии металлических соединений. *Диффузия* - это перемещение химических компонентов в направлении убывания их концентрации.

С поздней стадией кристаллизации металлических соединений связано образование сидеронитовой структуры руд, отражающей последовательную раскристаллизацию вначале породообразующих силикатных и алюмосиликатных минералов, а затем рудных, играющих роль цементирующего вещества. Иногда образуются массивные сплошные руды, состоящие целиком из рудных минералов. Среди позднемагматических образований встречаются промышленные скопления хромитов, платины, титаномагнетитов, литофильных редких и редкоземельных металлов, апатитов.

Геологическое положение магматических месторождений определяется их приуроченностью к определенным интрузивным комплексам, сформировавшимся в различных геодинамических обстановках в эпохи реювенации.

Морфология рудных тел магматических месторождений обусловлена процессами ликвационной и кристаллизационной дифференциации расплавов, динамикой, механизмом и последовательностью их внедрения и тектоническими факторами, определяющими формирование различных типов структур месторождений.

Вещественный состав руд кристаллизационных титаномагнетитовых месторождений характеризуется низким содержанием железа, повышенными, иногда промышленными, концентрациями титана и сопутствующей полезной примесью ванадия. Иногда отмечается рассеянная платина. Хромитовая руда представлена хромшпинелидами, среди которых выделяют магнохромит, алюмохромит и другие минеральные виды.

В нефелин-сиенитовых полифазных дифференцированных интрузивах локализованы пластовые залежи, секущие жилы и линзы апатитовых и редкометалльно-редкоземельных месторождений. Особенность месторождений поздней кристаллизации - их большие размеры.

С эксплозивным внедрением ультраосновных щелочных магм связывают алмазоносные диатремы. Высокие температура и давление

образования кристаллов алмазов, их идиоморфный облик свидетельствуют о ранней стадии кристаллизации, а брекчиевые текстуры кимберлитов и трубчатые формы тел указывают на взрывную динамику внедрения пикритовых расплавов. Диатремы в плане могут иметь округлую сложную конфигурацию. Известны трубчатые тела площадью от $n \cdot 10 \text{ м}^2$ до 1625 м^2 .

С глубиной сечение трубок значительно сокращается и они принимают форму даек. Спутником алмазов в кимберлитовых трубках является пироп. Месторождения алмазов, связанные с лампроитовой формацией, имеют жильную форму, а спутником алмазов служит минерал из группы хромшпинелидов.

Ликвационные месторождения

Технологическую ликвацию можно наблюдать при пирометаллургии медно-никелевых руд в процессе плавки рудной шихты, затем штейна и фанштейна.

Ликвация основной - ультраосновной магмы на силикатный и рудный расплавы - явление в природе исключительно редкое. Из многих тысяч известных основных - ультраосновных интрузивов процесс ликвации в период их становления на доступных для отработки глубинах произошел лишь в некоторых. Для этого требовалась совокупность благоприятных факторов.

Сульфидное медно-никельное оруденение связано с мантийным источником, что обусловило высокие содержания в никеленосных мафит - ультрамафитовых интрузивных комплексах магния и железа. Содержания магния в них выше, чем в титаноносных интрузивах, но меньше, чем в хромитоносных.

Уникальные и крупные сульфидные, медно-никелевые месторождения приурочены к зеленокаменным поясам, сформировавшимся в кеноранскую эпоху реювенации. Они ассоциируют с перидорит-пироксенит-коматиитовым комплексом. В альпийско-киммерийскую эпоху реювенации произошло перемещение рудообразования в верхний структурный этаж платформ. Никелевое оруденение, обогащенное медью и платиноидами, связано с габбро-норитовым комплексом, развитым в трапповых провинциях.

Районы развития крупных медно-никелевых месторождений характеризуются согласным воздыманием поверхностей Мохоровичича и Конрада (район Садбери в Канаде, Туруханско-Норильская гряда), гетерогенным глыбовым строением фундамента с четко выраженным вертикальным перемещением блоков по длительно существующим сквозькоровым разломам, наличие валообразных структур, систем наложенных мульд и грабенов и молодых разломов, несогласных со структурным планом фундамента.

Геофизическими исследованиями установлено, что участки щитов с медно-никелевыми месторождениями имеют пониженную мощность

гранитного и увеличенную базальтового слоя.

Размещение норильских рудных узлов контролируют вулканотектонические структуры, приуроченные к участкам пересечения глубинных разломов и антиклиналей, поперечных к простиранию мульд. С этими структурами связаны трапповый магматизм и никеленосные интрузивы. Кроме того, в образовании никелевого оруденения принимает участие эксплозивный магматизм. Рудолокализующими являются крупные субгоризонтальные межформационные зоны разрывных нарушений, оперяющих региональные разломы. Так, например, норильский и талнахский рудоносные интрузивы залегают между палеозойскими осадочными формациями и верхнепалеозойско-нижнемезозойскими вулканогенными образованиями.

Норильский никеленосный расслоенный интрузив вытянут в северо-восточном направлении на 12 км, при средней мощности 130 м.

В вертикальном разрезе (рис. 1.) вкрапленная, гнездовая и жильная пирротин-пентландит-халькопиритовая минерализация ассоциирует с пикритовыми, такситовыми и контактовыми долеритами. Наибольшая мощность рудных тел и сплошные сульфидные жилы приурочены к трещинам отрыва, выступам и прогибам подошвы массивов. Они образовались за счет инъекции сульфидов из материнского интрузива.

Минеральный состав рудных тел для большинства сульфидных медно-никелевых месторождений одинаков. По главным минералам руды этих месторождений называют пирротин-пентландит-халькопиритовыми.

Породообразующими служат в основном магнезиально-железистые силикаты: оливин, пироксен, роговая обманка и др. Среди второстепенных рудных минералов выделяются группы платины и платиноидов (палладий и сперрилит), меди (валлериит, борнит, кубанит и др.), никеля (никелин и др.). Кобальт в основном находится в качестве изоморфной примеси в пентландите и пирротине. Кроме того, в рудах содержится золото, серебро и селен.

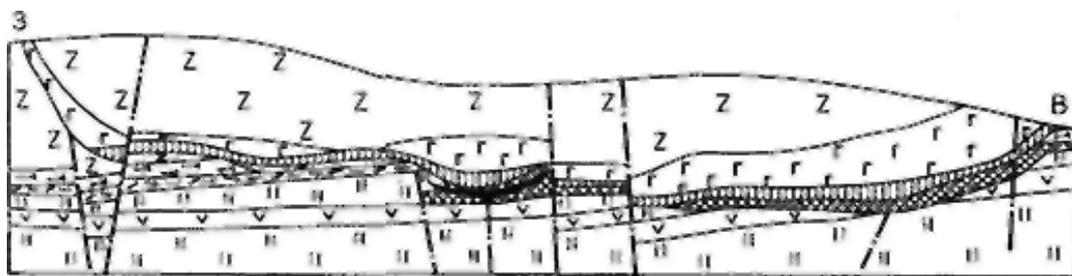


Рисунок 1 - Геологический разрез ликвационно-магматического медно-никелевого месторождения Норильск-1. По А.В. Тарасову:

1 - эффузивные породы; 2 - лабрадорские базальты; 3 - титанавгитовые базальты; 4 - силлы долеритов; 5 - габбродолериты; 6 - осадочные породы тунгусской серии; 7-9 - руды: 7 - вкрапленные в интрузии, 8 - вкрапленные в породах экзоконтакта. 9 - жильные; 10 - разрывные нарушения

Эксплозивные и кристаллизационные месторождения

К этой группе относятся месторождения эксплозивные и кристаллизационные. Последние подразделяются на месторождения ранней и поздней кристаллизации. Их также называют раннемагматическими и позднемагматическими.

В отличие от ликвационных они характеризуются разнообразием рудопродуктивных комплексов. Таких как: алмазоносный, хромитовый, титаномагнетитовый, ванадиево-железо-медный, апатитовый и редкометалльный.

А л м а з о н о с н ы й комплекс представлен диатремами кимберлитов и дайковыми телами лампроитов, в пространственной связи с зонами глубинных разломов. Месторождения алмазов в кимберлитовых трубках широко развиты на Сибирской, Восточно-Европейской, Африканской, Индийской и Австралийской платформах. Алмазоносная лампроитовая формация известна в Западной Австралии, где открыто одна из богатейших в мире трубка "Аргайл" с содержанием алмазов 7 кар/т (рис. 2). Она залегает в поясе докембрийских метаморфических пород, перекрытых платформенным чехлом палеозойских вулканогенно-осадочных пород в пространственной связи с глубинными разломами. Размеры трубки в горизонтальном сечении 2*0,15-0,5 км.

Минеральный состав кимберлитов очень сложный: выделяются минералы собственно кимберлитов (алмаз, оливин, пироп, ильменит, хромшпинелиды, флогопит, графит, магнетит, авгит, и апатит), а также минералы ксенолитов (гранаты, пироксены, полевые шпаты, амфиболы, биотит и др.). Кроме того, присутствуют гидротермально-метасоматические и гипергенные минеральные новообразования.

Х р о м и т о в ы й комплекс на протоплатформах сформировался в полно дифференцированных базальтоидных интрузивах мощностью более 3-4 тыс. м. Большинство исследователей считает, что он является продуктом камерной кристаллизации базальтоидной магмы в условиях платформенного режима. Кристаллизационная дифференциация протекала в спокойных тектонических условиях путем магматической седиментации, при участии конвекционных течений и турбулентных потоков, обусловивших в целом стратификацию и ритмичную слоистость рудопродуктивных комплексов.

Месторождения хромитов протоплатформенных областей характеризуются высокой общей железистостью и низким отношением Cr_2O_3/FeO . Месторождения этой формации содержат три четверти разведанных мировых запасов хромитовых руд. В складчатых областях месторождения хромитов связаны с дунит-гарцбургитовыми комплексами в офиолитовых поясах.

Известны две гипотезы их происхождения: 1) при кристаллизации ультраосновного расплава в земной коре с обособлением хромшпинелидов на позднемагматическом этапе; 2) образование в мантии стратиформных основных-ультраосновных комплексов с сингенетическими пластами хромитов и последующее внедрение их в земную кору.

Для хромитовых месторождений, связанных с Уральским офиолитовым поясом, характерны линзообразные залежи и жилы с групповым расположением в виде линейных, кулисообразных или поясовых зон. Протяженность и ширина рудных тел превышает 1000 м, а мощность достигает 230 м. Контакты рудных тел четкие. Руды сложены в основном хромшпинелидами и оливином. Высокохромистые руды ($Cr_2O_3 > 50\%$) приурочены к более низким стратиграфическим горизонтам, а высокоглиноземистые ($Al_2O_3 > 15\%$) - к высоким. В рудах содержатся платиноиды от сотых долей до первых граммов на тонну.

Титаномагнетитовый комплекс включает собственно титаномагнетитовые и титаномагнетит-ильменитовые с ванадием месторождения, локализованные в габбро-анортозит-пироксенитовых комплексах.

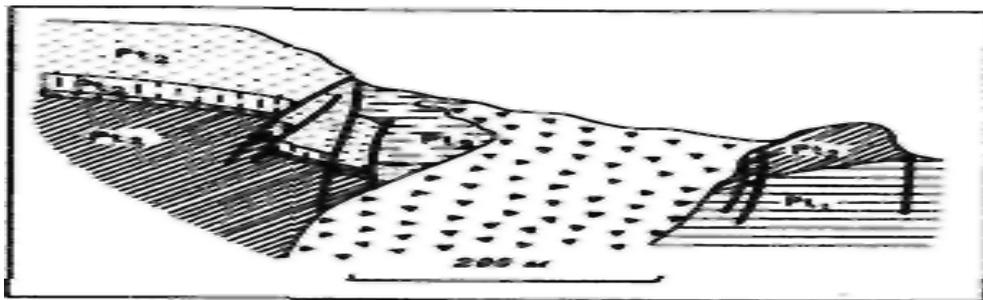


Рисунок 2 - Геологический разрез трубки «Аргайл» По Ж. Боксеру:

1 - «песчаные» туфы, полигенетичные лампроитовые лапиллиево-пепловые и грубые пепловые туфы, 2-5 - средний протерозой, формация Лиссаделл (2 - кварцевые песчаники, тонкослоистые песчаники, алевролиты и сланцы, 3 - кварцевые песчаники, 4 - тонкослоистые песчаники, алевролиты и сланцы, 5 - алевролиты Голден-Гейт-гематитовые песчаники, железистые и глинистые сланцы), 6 - песчаники Хенсмен (массивные кварцевые песчаники), 7 - нижний протерозой, формация Револювер-Крик, песчаники, алевролиты и сланцы, 8 - геологические границы, 9 - разломы.

Крупные титаномагнетитовые месторождения известны лишь на территории России (Качканарское и Гусевогорское на Урале). Титаномагнетит-ильменитовые месторождения приурочены к анортозитовым массивам, достигающим по площади нескольких сотен и даже тысяч квадратных километров (Адирондакские горы в США с месторождениями Санфорд-Хилл, Ор-Маунтин и др.; Джугджуро-Становой анортозитовой пояс в Сибири). Руды этих месторождений метаморфизованы, характеризуются высоким качеством и легкообогатимы.

Рудные тела представлены зонами, пластами, линзами и жилами с различной насыщенностью вкрапленной минерализации титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом и постепенным переходом к сплошным рудам. Основными силикатными минералами титаномагнетитовых руд являются оливин, пироксен, плагиоклаз. В метаморфизованных титаномагнетит-ильменитовых рудах они преобразовались в амфибол, эпидот, актинолит, хлорит.

В а н а д и е в о - ж е л е з о - м е д н ы й комплекс может рассматриваться в парагенезисе с титаномагнетитовым. Они имеют сходные геологическое положение, морфологию тел и петрохимический состав. Однако отличаются минеральным составом руд.

А п а т и т о в ы й комплекс приурочен к дифференцированным поясовым массивам нефелиновых сиенитов. Площадь массивов достигает $n^* 10^4$ км². Пологие линзовидно-полосчатые апатитовые залежи имеют протяженность десятки километров, при мощности в первые сотни метров. Содержание апатита изменяется от 15 до 75 %. Такие массивы известны на Кольском полуострове (Хибины), в Канаде (Сент-Илер), Бразилии (Посус-де-Калдас).

В месторождениях Хибинского массива среднее содержание Р₂О₅ 14-18 %. Сам массив представляет собой позднедевонскую многофазную зонально-концентрическую интрузию центрального типа

Р е д к о м е т а л л ь н ы й комплекс, связанный со стратифицированными массивами агпаитовых нефелиновых сиенитов, отличается от апатитовой геохимической специализацией, обусловившей возникновение лопаритовых титан-редкоземельно-ниобиево-танталовых руд (месторождение Ловозеро). Основным рудным минералом является лопарит в ассоциации с апатитом, нефелином, эгирином, эвдиалитом и сфеном

Лекция 3. КАРБОНАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Условия образования и минеральный состав

Карбонатитовые месторождения являются производными подкоровой магмы сложного состава, при кристаллизации которой в структурах центрального типа формировались массивы, сложенные ультра-основными-щелочными породами и карбонатитами. На земном шаре известно более 250 карбонатитовых массивов, объединенных в провинции. В России исследованы Карельско-Кольская, Восточно-Саянская, Алданская, Сихотэ-

Алинская и другие провинции.

К а р б о н а т и т ы - это последовательно сформировавшиеся в ультраосновных или щелочных ультраосновных породах эндогенные образования кальцита, доломита, реже анкерита и сидерита в ассоциации с магнетитом, апатитом, флогопитом, иногда сульфидами меди, цинка и свинца. Акцессорными минералами являются: бадделеит - ZrO_2 ; пирохлор - $(Na, Ca, Ce)_2(Nb, Ti, Ta)_2O_6(O, OH, F)$; гатчеттолит (урансодержащий пирохлор); карбонаты редких земель (бастнезит, паризит, синхизит) и фосфаты (монацит и др.). Поэтому карбонатитовые месторождения характеризуются комплексным составом руд и служат источником добычи магнетитовых, апатитовых и медных концентратов, флогопита, реже флюорита и карбонатного сырья, а также ниобия и редкоземельных металлов цериевой подгруппы. Кроме того, из руд некоторых месторождений попутно могут извлекаться тантал, цирконий, титан, уран, молибден, цинк и свинец.

Рудоносные карбонатиты находятся как на периферии платформ, так и в центральных частях на границе приподнятых и опущенных блоков, но обязательно в пространственной связи с глубинными разломами. Они также могут быть приурочены к зонам сочленения платформ и складчатых областей.

Формирование ультраосновных - щелочных с карбонатитами массивов (назовем их карбонатитовыми) протекало длительное время (от 10-50 до 200-250 млн лет) в несколько этапов: на раннем этапе происходило внедрение ультраосновных пород, на позднем - щелочных и на заключительном этапе образовались карбонатиты.

Длительность и многоэтапность становления этих массивов и предшествующая дифференциация мантийной магмы обусловили разнообразие их петрографического состава и в то же время единство ультраосновных и щелочных пород. Массивы сложены пироксенитами, перидотитами и оливинитами, ийолитами и уртитам, нефелиновыми и щелочными сиенитами и карбонатитами. Такие массивы называются *многофазными*. Для них характерна многостадийная минерализация. Эти массивы в диаметре до 8 км и более проявляются в верхней части как вулканические сооружения, далее на глубину - как субвулканические фации, переходящие затем в гипабиссальные интрузивы. Следовательно, необходимо учитывать возможную эволюцию генезиса карбонатитов. Глубинные их части могли сформироваться по аналогии с магматическими месторождениями, а приповерхностные развиваться по схеме постмагматических образований.

Согласно А.А. Фролову, большинство карбонатитовых массивов имеют штокообразную форму и зонально-кольцевое строение (рис. 3). Внутри карбонатитовых массивов находятся центральные штоки

карбонатитов, приуроченные к цилиндрическим трубкам взрыва. Размеры штоков в поперечнике изменяются от сотен метров до нескольких километров. От них отходят радиальные, кольцевые и конические трещинные структуры, представляющие собой дайко- и рудообразующие тела протяженностью в несколько сотен метров, мощностью в первые метры.

Они, по-видимому, возникли при изменении давления в глубинном магматическом очаге.

Слагающие массивы ультраосновные - щелочные комплексы пород и карбонатиты контролируются системами вертикально ориентированных кольцевых цилиндрических и центриклинальных конических разломов и радиальных трещин. Это обусловило разнообразие форм как самих массивов, так и слагающих их геологических тел (см. рис. 3).

Наряду с магматическими телами (цилиндрическими, коническими и линейными дайками, жилами и линзами) в карбонатитовых массивах залегают постмагматические штокверковые образования и метасоматические тела сложной формы. Такие структуры характерны для вулканических сооружений.

С глубиной вулканические аппараты постепенно переходят в штокообразные, а затем и трещинные тела в интервале глубины 7-10 км. До этого интервала может распространяться оруденение карбонатитового комплекса. Продолжение магматической колонны, уходящей в мантию, можно



Рисунок 3 - Схемы геологического строения рудоносных массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. По А.А. Фролову.

Массивы с апатит-магнетитовыми месторождениями (в плане): Ковдорский, б - Альнэ, в - Палабор; массивы с редкометалльными и поликомпонентными месторождениями: г - Нижнесаянский, д - Гоудини. е - Ока (разрез). 1 - эффузивно-экструзивные образования; 2 - карбонатиты: а - штокообразные тела, б - жилообразные тела; 3 - апатит-магнетитовые руды; 4 - сиениты щелочные и нефелиновые; 5 - турьяиты; б - ийолиты; 7 - пироксениты; оливиниты; 8 -

фениты; 9 - полосчатость в карбонатах; 10 - разрывные нарушения; // -медные (борнит-халькопиритовые) руды.

представить в форме дайкообразного тела.

Оруденение карбонатитового комплекса подразделяется на три рудные комплекса: 1) флогопит-апатит-магнетитовый, 2) тантало-ниобиевый и 3) флюорит-полиметалльный.

В последовательности кристаллизации карбонатных минералов выделяют три основные стадии карбонатитового процесса: 1) кальцитовая (650-390°C), 2) кальцит-доломитовая (420-300°C), 3) анкерит-сидеритовая (320-200°C). В такой же последовательности происходило усложнение минерального состава карбонатитовых образований и изменялось их положение от периферии к центру массива. Это, по мнению А.А. Фролова, обусловило формирование большинства карбонатитовых рудных полей и месторождений с центростремительной схемой горизонтальной зональности оруденения. *Центростремительной* называют зональность в случае локализации более раннего оруденения на периферии.

Более отчетливо проявлена прямая вертикальная зональность оруденения - результат последовательного смещения вверх по разрезу магматических и постмагматических процессов. Как видно на (рис. 4), в основании разреза в ультраосновных породах залегают магматические титаномагнетитовые месторождения, сменяющиеся выше, в связи с ультраосновными - щелочными комплексами, карбонатитовыми образованиями апатит-магнетит-флогопитовой формации, отвечающей ранней кальцитовой стадии процесса. На средних горизонтах в карбонатах возникает тантало-ниобиевый комплекс, соответствующий поздней кальцитовой и кальцит-доломитовой стадиям.

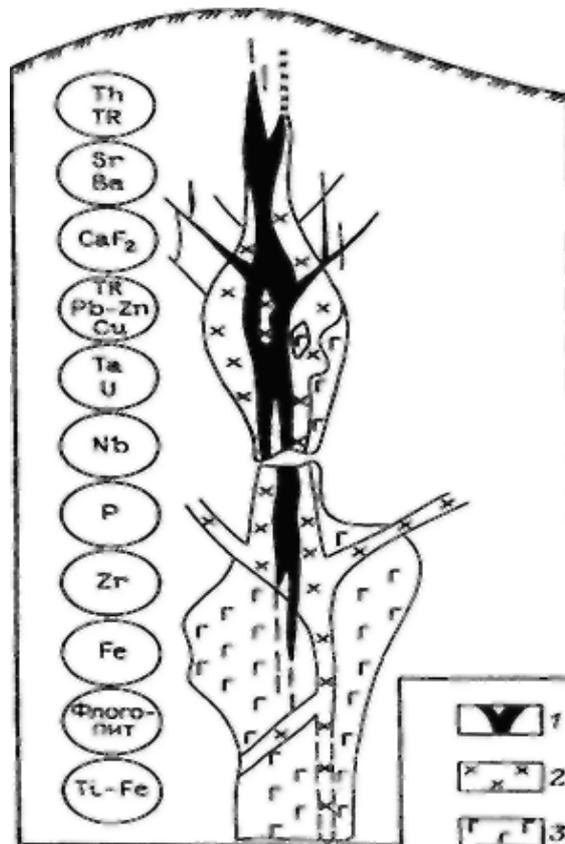


Рисунок 4 - Схема вертикальной зональности состава, строения и распределения оруденения в массивах ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов. По А.А. Фролову:

1 - карбонатиты; 2 - ультраосновные - щелочные породы; 3 - ультраосновные породы.

Далее по разрезу состав карбонатитов усложняется и заканчивается разрез анкерит-сидеритовыми карбонатитами с комплексными рудами флюорит-полиметалльной формации с ториево-редкоземельным и другим оруденением.

Основными текстурами карбонатитовых руд являются: массивная, полосчатая, пятнистая и гнездово-вкрапленная; структура руд крупнозернистая.

Во вмещающих карбонатитовые массивы породах кислого состава происходил процесс *фенитизации*, проявленный в ближней зоне экзоконтакта привнесением калия и натрия и выносом кремнезема. На месторождении Альнё (Швеция) этот процесс привел к образованию фенитов на большей части массива. В зоне эндоконтакта развивалась флогопитизация. Сами карбонатиты могут быть подвержены постмагматической карбонатизации с проявлением магнезиального и железистого метасоматоза.

Геологическое строение флогопитовых, апатит-магнетитовых и редкометалльных карбонатитов

Флогопит-apatит-магнетитовый комплекс объединяет флогопитовый, апатит-магнетитовый и одноименный с комплексом минеральные типы руд. Они могут быть представлены в любых сочетаниях в пределах одного карбонатитового массива, рудного поля или месторождения, образуя цилиндрические, конические и дуговые жилы, штокообразные тела. Структура руд крупнозернистая; текстура - массивная; реже полосчатая. Средние содержания железа около 30%, пятиоксида фосфора - 10 %. Содержание кондиционного флогопита изменяется от десятков и сотен килограммов на кубометр до сплошных слюдяных масс. Обычно качество слюды невысокое, запасы большие. К этому комплексу относятся месторождения Ковдорское (Россия), Альнё, Букусу (Уганда).

Ковдорское месторождение является единственным в РФ эксплуатируемым месторождением этого комплекса. Оно находится на Балтийском щите и приурочено к Ковдорскому многофазному массиву центрального типа, сложенному оливинитами, пироксенитами, перидотитами, разностями нефелиновых сиенитов и карбонатитами (рис. 5).

Редкометалльные карбонатиты подразделены на два комплекса: тантало-ниобиевый и флюорит-полиметалльный.

Тантало-ниобиевый комплекс представлен пироклоровым и пироклор-гатчеттолитовым минеральными типами месторождений, содержащими основную долю ниобиевых руд.

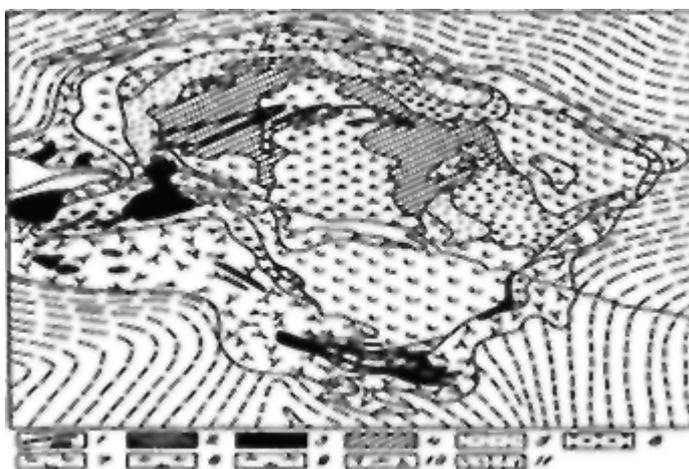


Рисунок 5 - Схема геологического строения Ковдорского массива. По В. Афанасьеву и др.:

1 - карбонатиты, 2 - флогопит-apatит-форстеритовые породы, 3 - магнетитовые руды, 4 • оливин-флогопит-дносидовые породы, 5 - монтичеллитовые породы, 6 - мелилиты и турьяиты, 7 - пироксенины, щелочные пироксениты, S - ийолиты, ийолит-уртиты, ийолит-мельтейгиты, 9 - оливиниты, 10 - фениты, //- гнейсы.

Самым крупными пироклоровыми карбонатитовыми месторождениями мира являются: Тапира (Бразилия), Ока (Канада) и др.

Пироклор-гатчеттолитовая минерализация в ряде массивов связана с

апатит-магнетитовым оруденением, альбититами, апатит-кальцитовыми и апатит-кальцит-доломитовыми карбонатитами. Содержание в комплексных рудах фосфора составляет 3-5 %. Геологическое строение таких массивов и морфология рудных тел приведены на рис. 6.

Флюорит-полиметалльный комплекс характеризуется разнообразием минеральных типов месторождений. Среди них выделяются группа редкоземельных типов (паризит-бастнезитовый, монацитовый и колумбит-бастнезитовый, месторождения Маунтин-Пасс, США и др.), а также борнит-халькопиритовый, галенит-сфалеритовый и флюоритовые типы.

Борнит-халькопиритовая и другая медная минерализация достигает промышленных концентраций лишь на одном карбонатитовом месторождении комплексных руд Палабор (ЮАР). Оно представлено карбонатитовым штоком сечением 0,5 x 0,7 км в ультраосновных породах (см. рис. 6), прорывающих архейские граниты. По периферии штока развиты магнетит-апатитовые руды. В центральной его части, в карбонатитах, на глубину до 900 м прослежены зоны прожилково-вкрапленных руд с содержанием меди 0,3 - 0,6 %.

Во многих карбонатитовых массивах отмечаются невысокие концентрации постмагматической сульфидной минерализации свинца, цинка, молибдена, а также флюорита, барита, целестина и торийсодержащего пирохлора.

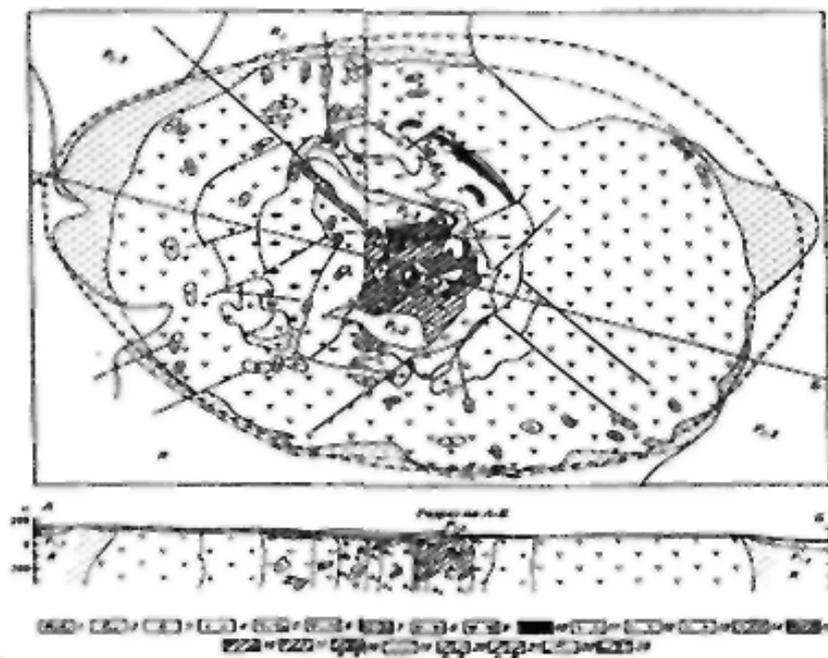


Рисунок 6 - Геологическое строение массива Томтор (без чехла мезокайнозойских отложений). По Л.В. Липину и А.В. Толстому:

Осадочный комплекс: 1-3: 1 - кайнозойская и мезозойская группы, 2 - пермская система, 3 - рифей. Интрузивный и метасоматический комплексы: 4-10 - карбонатитовая серия: 4-7 - поздняя: 4 - explosive карбонатитовые брекчии, 5 - поликарбонатные карбонатиты (доломит-

анкеритовые, доломит-сидеритовые, кальцит-анкеритовые и др.). 6 - калишпат-апатит-слюдистые породы, 7 - слюдисто-карбонатные (шамозит-анкеритовые и шамозит-кальцитовые породы); 8 -10 - ранняя: 8 - доломит-кальцитовые и кальцитовые карбонаты, 9 - калишпат-амфибол-карбонатные (с доломитом, кальцитом и анкеритом) породы, 10 - кальцит-флогопит-магнетитовые породы; // - альнеит-тингваитовая серия: пикриты, альнеиты, пикритовые порфириды, лампрофиры; 12 - щелочные и нефелиновые сиениты; 13 - пироксениты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты, уртиты.

Гипергенный комплекс: 14 - каолинит-гидрослюдистые коры выветривания; 15 - лимонитовые; 16 - лимонит-франколитовые; 17 - сидеритизация пород коры выветривания; 18 - площадь развития кор выветривания: а - остаточных (железисто-фосфатных), б - осветленных (пирохлор-алюмофосфатных); 19 - зоны скарнирования и мраморизации; 20 - геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 21 - разрывные нарушения достоверные (а), предполагаемые (б); 22 - границы массива по данным магниторазведки; 23 - границы массива: перекрытые осадочным чехлом (а), по данным гравиразведки (б).

Пегматитовые месторождения

Пегматит – крупнокристаллический калиевый полевой шпат с закономерно ориентированными клиновидными вростками кварца, напоминающими древние письма. Другие названия: письменный гранит, еврейский камень, еврейский шпат, графический пегматит, учительский камень и т.д.

Термин «пегматит» относится не столько к графическому пегматиту конкретно, сколько к определенному типу магматической горной породе, крупнозернистой, залегающей в форме жил, линз, гнезд и даек. Жилы пегматита могут достигать размеров от нескольких метров до нескольких километров. Пегматиты чрезвычайно широко распространены на всех континентах, и даже в Антарктиде. Их возраст практически равен возрасту земной коры самым старым пегматитам около трех миллиардов лет, а самым «молодым» – примерно пять миллионов лет. Название пегматита происходит от греческого *pegma* — скрепление, связь. В печати впервые его использовал в 1813 году Александр Броньяр, французский геолог, который, в свою очередь, приписывает этот термин Рене-Жюсту Гаюи. Гаюи применил термин «пегматит» в 1801 году для обозначения именно еврейского камня.

Пегматиты удивительны и многообразны. Во-первых, это источник редкоземельных элементов: бериллия, ниобия, олова, тантала, лития, рублидия, цезия, галлия, а также большого количества минералов, применяющихся в сложной электронной и ядерной технике, биологических и медицинских исследованиях. Во-вторых, полевой шпат и кварц из месторождений пегматита применяются в стекольной и керамической промышленности в наших кухнях и ваннах комнатах есть частичка пегматита в раковинах, ваннах и прочем санфаянсе. В-третьих, пегматиты привлекают людей изобилием минералов, которые в них находят – около 550 большая часть драгоценных камней ювелирного и коллекционного качества обязаны своим рождением именно пегматитам, которые когда-то кристаллизовались из магмы. В них встречаются полости, так называемые занорыши, на стенках которых растут кристаллы берилла (аквамарина и

морганита), сподумена (кунцита и гидденита), турмалина (розового, зеленого и разноцветного эльбаита), граната, топаза, кварца и прочих. И что самое удивительное – кристаллы минералов в пегматитах в разы больше, нежели в других породах (например, в гранитах). Если в гранитах кристаллы обычно не превышают нескольких миллиметров, то в пегматитах эти же минералы образуют кристаллы в несколько сантиметров, а то и метров. Дымчатый кварц и топаз могут достигать десяти метров в длину, берилл – пяти, а самый большой кристалл сподумена из Южной Дакоты, когда-либо добытый в пегматите, вырос до тринадцати метров. Известен пурпурный турмалиновый кристалл «Ракета» характерной формы более метра в длину. Вес таких кристаллов достигает тонны. Богаты минералами пегматиты Кольского полуострова, прозванного полуостровом сокровищ.

Но самое удивительное свойство, за которое с незапамятных времен так ценится пегматит среди людей, это его разновидность с графической текстурой. Такой пегматит характерен прорастанием двух минералов, кварца и полевого шпата, при этом кварц, содержащийся в меньшем количестве, словно прорастает ровными параллельными вростками, на срезе напоминающими еврейские, арабские письмена или руны. Цвет фона – полевого шпата – обычно белый или серовато-белый, светло-серый, зеленый (амазонит), зеленовато-голубой, коричневато-розовый, желтоватый, а цвет «значков» – светло- и темно-серый, редко черный, если вырастает кварц-морион. Так как графические пегматиты распространены по всему миру, то в разных странах и регионах они имеют свои названия: еврейский камень, рунит, норвежский тинт, тамга-камень (у коми), рябчик (Урал). Название «тамга» пегматит получил по аналогии со знаком, которым метили скот и помечали имущество, своего рода тавром.

Необычный внешний вид камня не мог не привлечь внимания древних людей, которые видели в нем проявление божественной силы. Ему поклонялись и индейцы Северной Америки, и удмурты, и ненцы Полярного Урала. Камни шлифовались и использовались как амулет. С появлением письменности в древности даже считалось, что в пегматите зашифрованы священные письмена Корана и Ветхого Завета. Размеры и форма значков письменного гранита бывают разными: острыми и угловатыми, зубчатыми, похожими на клинопись, руны коробчатыми, в форме уголков и «рыбок» (ихтиоглипты, как их назвал А. Е. Ферсман), похожими на буквы иврита в форме «лежачих» скобочек, как арабское письмо. Известны даже случаи использования письменного гранита в изучении грамоты. Размеры же могут очень сильно варьироваться: на один квадратный сантиметр может приходиться до ста двадцати ихтиоглиптов кварца попадаются, наоборот, огромные значки, занимающие до пяти квадратных сантиметров поверхности. В последнем случае и размеры самого полевого шпата огромны.

Первые описания графического пегматита в России были сделаны в XVIII веке путешественниками-иностранцами и учеными, предпринимавшими экспедиции вглубь страны. Некоторые ученые всерьез

считали пегматит наследием древних цивилизаций, хранителем загадочного старого письма, и пытались расшифровать то, что они принимали за ровные строчки надписей. В начале XX века, когда египетские письмена еще не были расшифрованы, один немецкий профессор геологии заявил, что знаки графического пегматита и египетские письмена – просто минеральные образования, игра сил природы. Настолько похожими оказались иероглифы людей и природы. Разгадал «таинственные» письмена академик А. Е. Ферсман, понявший природу их происхождения и посвятивший много труда изучению и описанию графических пегматитов.

Еврейские камни всегда ценились как коллекционный материал, этакий курьез природы. Но пегматит является и поделочным камнем, себестоимость которого крайне низка, а эстетический эффект очень силен. Это позволяет даже отделывать помещения пегматитовыми плитами. Чем более четки ихтиоглипты, контрастны по отношению к фону и хорошо выражены, тем выше ценится такой пегматит, он считается декоративным камнем, легко обрабатывается и полируется до яркого блеска. Часто бывает, что полевой шпат имеет эффект иризации или перламутрового отлива. В России с конца XVIII века пегматит применялся в качестве поделочного камня для подставок, шкатулок, столешниц, в оформлении интерьеров. Сейчас можно найти яйца из пегматита. Если распилить графический пегматит на пластины толщиной в один-два сантиметра, то вставки кварца будут просвечивать. Такие пластины используются в изготовлении светильников-ночникков – свет лампы проникает сквозь прозрачные кварцевые включения. Хоть это и поделочный камень, его полированные срезы используют и как вставки в ювелирных изделиях: брошах и подвесках, достаточно крупных, чтобы была видна графическая текстура.

Основные месторождения пегматита в России находятся в Карелии (Чолм-озеро, Куйвониemi, Риколатва, Хето-Ламбино и др.) и на Урале (Тысячница, Мурзинские копи, Ильменские, Потанинские и Вишнёвые горы). Добывается графический пегматит в Норвегии, Швеции, Украине, Казахстане (Зерендинское месторождение), Бразилии (Минас-Жерайс), США.

Графический пегматит считается талисманом учителей и оберегом учеников – школьников и студентов он приносит удачу всем, кто учит и учится читать и писать помогает найти обеим сторонам общий язык. Студентам можно носить амулеты из письменного гранита во время сдачи экзаменов и зачетов тем, кто пишет научные труды, тоже можно приобрести предмет из пегматита. Чем труднее задача, которую предстоит выполнить, тем четче и крупнее должны быть ихтиоглипты кварца в пегматите.

Пегматит не покровительствует какому-то одному знаку Зодиака, так как, по сути, является горной породой, а не минералом, поэтому его можно носить всем в качестве талисмана или просто как украшение.

Древние считали «надписи» на пегматите сделанными руками богов позднее говорили, что это древняя письменность. Но знаки оказались алфавитом природы, которым записана ее история. Александр Ферсман

писал о пегматите: «В таинственных деталях иероглифов письменного гранита кроются вопросы большого значения для кристаллографии... Но таинственность уже снята с них надо только скомбинировать прочтенные буквы в слова, вникнуть в смысл длинных рядов этих слов и постепенно прочесть в каменных иероглифах новые законы природы».

Условия образования

Пегматиты представляют собой обособленные в форме шпиров, жил, линз и межбудинных тел минеральные образования, близкие по составу к исходным, магматическим или метаморфическим породам. От вмещающих пород они отличаются разномзернистой, преимущественно крупнозернистой зональной структурой, наличием графических прорастаний кварца и микроклина, повышенным содержанием щелочей, легкоплавких солей и легколетучих компонентов.

Пегматиты кристаллизовались при температуре 374-650 °С и давлении 100-800 МПа. Эти образования (тела) в отличие от других генетических классов имеют широкое площадное распространение, формируя обширные пегматитовые поля, количество которых достигает $n \cdot 10^4$. Для пегматитов магматических комплексов материнскими могут быть породы как щелочно-земельного (нормального) ряда, так и щелочного. Из пегматитов, ассоциирующих с породами нормального ряда, наиболее значимыми являются гранитные пегматиты. Они служат источником добычи пьезооптического, керамического и камнесамоцветного сырья, мусковита, кварца, топаза, многих литофильных редких и редкоземельных металлов. Месторождения урана и тория, олова, вольфрама и молибдена имеют подчиненное значение.

Пегматиты, производные основных и ультраосновных магм, характеризуются слабой рудопродуктивностью. Практическое значение щелочных пегматитов также невелико.

С ними связаны небольшие месторождения ниобия и редких земель. Пегматитовые поля встречаются на платформах, щитах, в срединных массивах и складчатых областях. Они приурочены к внутренним или окологинтрузивным зонам тектонических дислокаций. Благоприятными для пегматитообразования являются апикальные выступы гранитных интрузивов с пологой или волнистой кровлей в абиссальной зоне. Эти интрузивы с пегматитовыми полями пространственно тяготеют к внутренним осевым частям геосинклинальных поднятий, формируя протяженные, от сотен до нескольких тысяч километров, пегматитовые пояса, например Кольско-Карельский, Забайкальский, Мамский.

Образование пегматитов происходило на всех тектономагматических этапах, совпадая с периодами сжатия земной коры, проявления гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма. Максимум пегматитообразования приходится на докембрийские эпохи реювенации. Существует много гипотез, объясняющих источник пегматитообразующих

минеральных веществ и содержащихся в них полезных компонентов, механизм их миграции и кристаллизации.

Обоснованными являются представления И. Фогта, П. Ниггли, А.Е. Ферсмана о кристаллизации пегматитов из остаточных магматических расплавов алюмосиликатного состава, обогащенных летучими веществами, в условиях закрытой системы, и взгляды А.Н. Заварицкого, В.Д. Никитина и других исследователей о перекристаллизации и метасоматическом замещении пород под действием газовой-гидротермальных растворов в условиях открытой системы и нарастания интенсивности проявления тектонических дислокаций.

Согласно работам В.А. Николаева, В.С. Соболева, К.К. Ландеса, пегматиты формировались в два этапа. На первом этапе из остаточных расплавов в условиях относительно закрытой системы кристаллизовались простые пегматиты. На втором этапе в результате поступления новых порций растворов происходили процессы метасоматического замещения одних минералов другими с образованием рудопродуктивных дифференцированных пегматитов.

А.Е. Ферсман гранитные пегматиты подразделил на пегматиты чистой линии, залегающие в материнских породах гранитного комплекса, и пегматиты линии скрещения, локализующиеся в породах иного состава. Пегматиты чистой линии имеют состав, тождественный с гранитами, и служат источником добычи полезных ископаемых, указанных для гранитных пегматитов.

Среди пегматитов линии скрещения выделяются *десилицированные* пегматиты. Они образуются в процессе кристаллизации кислого остаточного расплава в ультраосновных или карбонатных породах, когда происходит привнос в эти породы калия и кремнезема. При этом могут возникнуть тела корундовых плагиоклазитов со слюдяной оторочкой, в которой встречаются берилл, турмалин, флюорит.

В современном генетическом подразделении гранитных пегматитов на четыре группы: 1) простые, 2) перекристаллизованные, метасоматически замещенные и 4) десилицированные пегматиты - отражены основные процессы их формирования.

Простые пегматиты, сходные по химическому и минеральному составу с гранитами, со свойственной для них письменной (графической) структурой и азональным строением, действительно могли кристаллизоваться из остаточных магматических расплавов.

В перекристаллизационных пегматитах в основном наблюдаются зональные крупнозернистые минеральные новообразования мусковита, кварца и полевого шпата, свидетельствующие о перекристаллизации первичных минералов в процессе поступления газовой-гидротермальных растворов.

Метасоматически замещенные пегматиты характеризуются отчетливым зональным строением, отражающим смену во времени процессов калиевого метасоматоза, вызвавшим грейзенизацию и серицитизацию, натровым метасоматозом с образованием зон альбитизации.

Десилицированные пегматиты, судя по составу, раскристаллизовались из контаминированного остаточного расплава, не только ассимилировавшего богатые кальцием боковые породы ультраосновного состава, но и частично отдавшего в них легкоподвижные компоненты.

Состав и внутреннее строение пегматитов зависит также от глубины их формирования. Основная масса пегматитов образуется в трех глубинных зонах: малых (до 3,5 км), средних (до 7 км) и больших (> 7 км). Пегматиты малых глубин являются хрусталеносными, средних - редкометалльными и олово-редкометалльными, больших глубин (7-11 км) - слюдоносными. Глубже идут безрудные пегматиты. Современное положение пегматитов относительно поверхности земли обусловлено пострудными тектоническими дислокациями и величиной эрозионного среза.

Пегматиты малых глубин сформировались непосредственно в материнских гранитных формациях в относительно спокойной тектонической обстановке. Они приурочены либо к мелким штокам и куполам, либо межформационным интрузивами, с площадью выходов более 200 км².

Пегматиты средних и больших глубин залегают в приконтактных зонах преимущественно крупных гранитных массивов, где развиты вмещающие породы зеленосланцевой, амфиболитовой и реже гранулитовой фаций метаморфизма. Их образование связано с гранитными интрузиями, контролируемые глубинными разломами, и протекало в сложных тектонических условиях.

Пегматиты по условиям залегания относительно вмещающих пород могут быть сингенетическими и эпигенетическими. Пегматиты сингенетические, их также называют камерными, являются автохтонными (не перемещенными) образованиями в материнских породах, сформировавшимися в интервале первоначальных глубин от 1,5 до 10 км и более. Эпигенетические пегматиты залегают часто вне материнских пород, образуя жилы, связанные с тектоническими нарушениями.

Морфология и минеральный состав пегматитовых тел

Пегматитовые тела могут иметь как простую, так и сложную форму и самые различные размеры, от первых метров до первых километров. Это зависит в основном от глубины образования и тектонических условий.

В области малых глубин пегматитовые тела в большинстве являются сингенетическими по отношению к материнским гранитам. Для этих

пегматитов характерны постепенные переходы в граниты, камерные жилы, шпировая и трубчатая формы и небольшие (до 25 м в поперечнике) размеры тел с овальными очертаниями, наличие миароловых пустот, занорышей с кварцевыми ядрами, зияющих трещин, часть из которых заполнена гидротермальными жилами.

Миароловые пустоты занимают пространство между кристаллами. *Занорышами* называют полости, приуроченные к центральной части пегматитового тела. Объем занорышей достигает сотен кубометров. В них могут вырастать гигантские кристаллы кварца, амазонита и других минералов весом в десятки тонн.

Пегматитовые тела средних и больших глубин, являясь в основном эпигенетическими образованиями, отличаются от пегматитов малых глубин четкими контактами, наличием в зальбандах оторочек, крупными размерами (часто 10-10 м, иногда 10 м и более), плитообразной и штоковой формой. *Зальбанды* - это боковые части жил, контактирующие с вмещающими породами. Оторочки чаще всего бывают слюдяными. Размещение таких пегматитовых тел и условия локализации контролируются формой кровли интрузива, складчатыми и разрывными нарушениями. Занорыши встречаются редко, и они мелкие.

Во всех глубинных зонах встречаются жильные, линзовидные и округлые формы тел пегматитов, а в метаморфических формациях, кроме того, широко развиты межбудинные тела (рис. 7.).

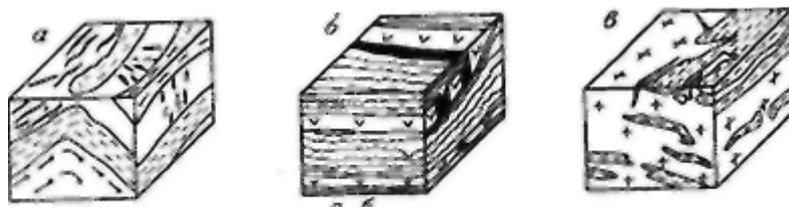


Рисунок 7 - Блок-диаграммы пегматитовых полей. По Р.Г. Родионову:

a - согласных и секущих пегматитовых жил, *б* - межбудинных тел, *в* - пегматитоносных массивов; 1 - пегматитовые тела; 2 - плагиограниты; 3 - гнейсы (*д*), кристаллические сланцы (*б*); 4 - сланцы; 5 - амфиболиты; 6 - рассланцованные зоны.

Эпигенетические пегматитовые тела, наложенные на более древние складчатые структуры, занимают обычно секущее положение, выполняя трещины в складках и зонах рассланцевания. Они также могут залегать в контракционных трещинах и тектонических разрывах, внутри и в

приконтактных зонах гранитных интрузивов. В пегматитовых телах сложной формы отмечается наличие раздувов (резкое увеличение мощности на отдельных участках), пережимов и апофиз, расщепление на флангах при вклинивании.

По минеральному составу пегматиты могут быть простыми или сложными. Это зависит от состава исходных остаточных магматических расплавов, глубины затвердевания и последующих процессов перекристаллизации и метасоматоза. Простые пегматиты, с графической структурой, сформировавшиеся в условиях малых глубин, состоят из полевого шпата (74 %) и кварца (26 %). Согласно А.И. Гинзбургу, вокруг миароловых пустот и в них самих развита альбитизация пород, сопровождающаяся выщелачиванием кварца с замещением калиевого полевого шпата альбитом. Б.А. Колбин указывает также на околожильную серицитизацию вмещающих пород.

По А.Н. Лукашеву, пегматиты малых глубин и грейзеновые тела часто пространственно совмещены, имея сходный минеральный состав. В одном из пегматитовых полей Казахстана к повсеместно или часто встречающимся минералам относятся: в гранитах, пегматитах и грейзенах - флюорит, гидрооксиды железа, ильменит, магнетит, жильбертит; в пегматитах и грейзенах - галенит, гематит, колумбит, гидрослюда, каолинит; в пегматитах и гранитах - альбит, рибекит, монацит; только в пегматитах - рутил и фенацит.

В пегматитах средних глубин основными минералами являются микроклин, кварц, альбит и мусковит. Кроме того, в промышленных концентрациях встречаются минералы редких и редкоземельных элементов: сподумен, лепидолит, берилл, пирохлор, колумбит, танталит, ортит, ксенотим, монацит, поллуцит. Широко известны также олово-редкометалльные пегматиты с касситеритом. Например, месторождение Мононо-Китотоло (Заир), в пегматитовых телах которого развиты касситерит, колумбит, танталит, сподумен.

Основными пороодообразующими минералами пегматитов больших глубин служат олигоклаз, микроклин и кварц. В пегматитовых телах интенсивно проявлено кварц-мусковитовое замещение; рудные образования не встречаются.

Керамические, хрусталеносные, редкометалльные и слюдоносные пегматиты

К е р а м и ч е с к и е, или простые, пегматиты, являющиеся иногда хрусталеносными, обнажаются на дневной поверхности при глубине эрозивного среза более 2 км.

Они состоят в основном из калиевых полевых шпатов (микроклина), альбита и кварца. Микроклин и альбит образуют микроклин-пертитовые

сростки кристаллов со структурой распада твердых растворов. В калиевые полевые шпаты изоморфно входят рубидий, цезий, барий, трехвалентное железо и др. Производными керамических пегматитов служат остаточные расплавы гранитной магмы, кристаллизующиеся в условиях малых глубин.

Промышленное значение имеют крупно и гигантокристаллические пегматиты, особенно сближенные жилы дифференцированных зональных пегматитов, например Чупинская группа месторождений в Карелии.

Х р у с т а л е н о с н ы е пегматиты залегают в форме небольших (до десятков метров в поперечнике) изометричных, трубообразных и линзовидных тел, имеющих зональное строение. Они относятся к типу камерных пегматитов с ядром, представленным гигантокристаллическим блоковым серым кварцем, крупными кристаллами горного хрусталя, мориона и кристаллами топаза, флюорита и другими сопутствующими минералами в полостях, заполненных слюдисто-глинистыми образованиями.

Камерные пегматиты имеют зональное строение: кварцевое ядро окружают зоны микроклина и полевошпат-кварцевая, переходящие в зону графического пегматита, которая, в свою очередь, может сменяться аплитовой оторочкой либо постепенно переходить в граниты (рис. 8). Такие пегматиты известны на Украине и в Казахстане.

Р е д к о м е т а л л ь н ы е пегматиты сформировались в процессе перекристаллизации и метасоматического замещения исходных минеральных образований в условиях средних глубин. Они имеют внутреннее зональное строение (рис. 9). Пегматитовые тела в горизонтальном сечении характеризуются концентрически-зональным строением: внутри блоки кварца и микроклина, затем зоны альбита, сподумена и мусковита с кварцем, сменяющиеся зоной графического кварц-микроклина. По периферии внутренних блоков могут дискретно находиться минералы редких и радиоактивных металлов, а также касситерит и вольфрамит. Их скопления иногда достигают промышленных значений. Чаще такие пегматитовые образования играют роль россыпеобразующих комплексов этих металлов.

С л ю д о н о с н ы е гранитные пегматиты также образовались в эндогенном режиме в результате длительной перекристаллизации и метасоматических замещений в исходных пегматоидных телах под влиянием газово-гидротермальных растворов, поступавших из глубинных разломов. Эти пегматиты служат основным источником добычи мусковита. Самые значительные месторождения мусковита находятся на платформах и щитах, залегая в гранитно-метаморфических формациях пород амфиболитовой фации метаморфизма. Уникальные слюдоносные гранитные пегматиты известны в Мамско-Чуйской провинции (Забайкалье).

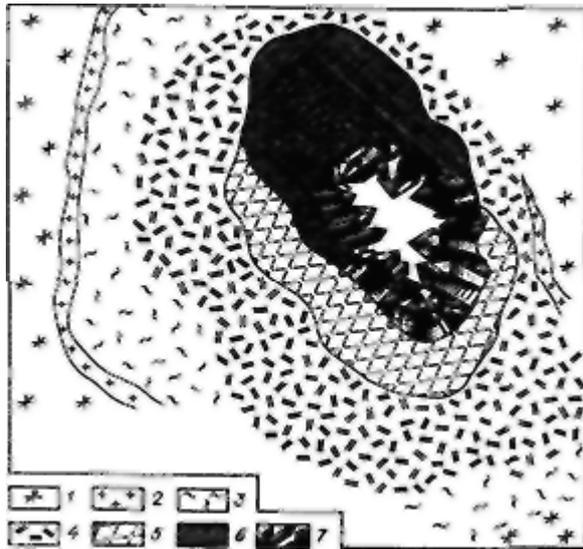


Рисунок 8 - Морионосное пегматитовое тело в разрезе. По Е.Я. Киевленко:

1 - гранит; 2 - аплитовая оторочка; 3 - графический пегматит; 4 - пегматондная зона; 5 - микроклин; 6 - кварцевое ядро; 7 - полость с кристаллами мориона.

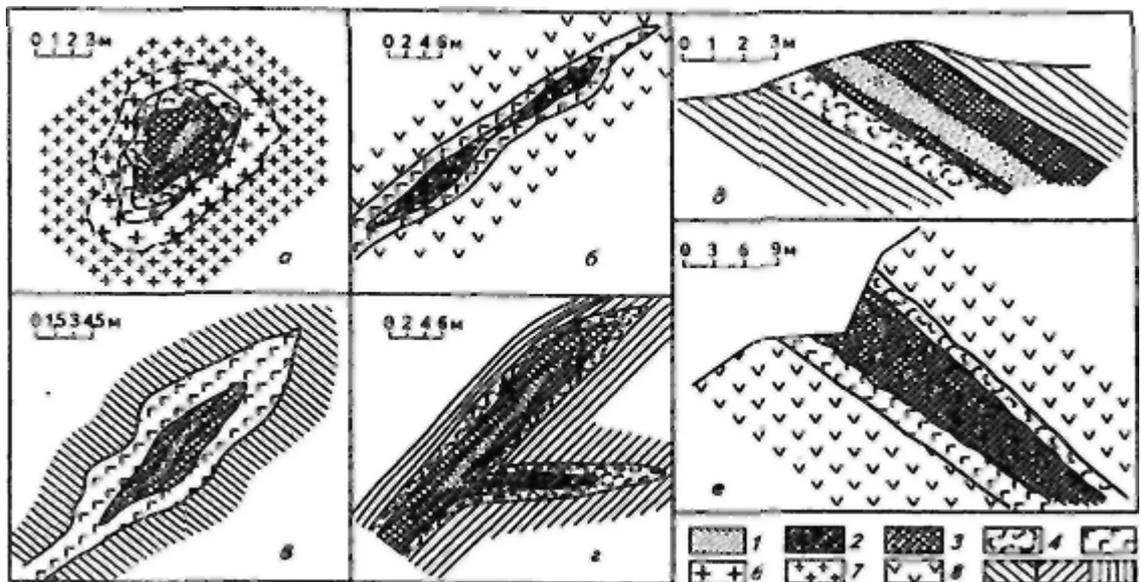


Рисунок 9 - Геологические планы (а - г) и разрезы (д, е) крутопадающих тел микроклиновых пегматитов. По Н.А. Солодову:

1 - зона блокового кварца; 2 - блоковая кварц-микроклиновая зона; 3 - зона блокового микроклина /; 4 - пегматондная кварц-микроклиновая; 5 - графическая кварц-микроклиновая; 6 - неравнозернистая кварц-альбит-микроклиновая; 7 - гранит; габбро; 9 - метаморфические сланцы

Лекция 4 ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В результате постмагматических процессов образуются скарновые, альбитит-грейзеновые и гидротермальные месторождения. Они, как и магматические, пегматитовые и карбонатитовые месторождения, являются магматогенными образованиями, но в отличие от них связаны с магматическими комплексами пород не генетически, а парагенетически.

Постмагматические рудообразующие процессы

Природа растворов

Главное в познании природы газовой-гидротермальных растворов - это проблема их источников, и прежде всего источников воды как растворителя.

Высокая подвижность и зачастую полихронность формирования таких растворов обуславливает их гетерогенную природу. Многие исследователи считают, что изначальным источником воды гидротермальных систем является магма, в основном корового и частично мантийного происхождения. Подкорковые воды, поступающие в виде потоков глубинных флюидов из мантии при первичной её дегазации, называют *ювенильными*. В отличие от коровых магматических вод, очевидно, они не вовлекались в круговорот вещества, протекавшего в верхних оболочках Земли на протяжении её геологической эволюции. Ювенильные воды и летучие компоненты прошедшие через коровый магматический процесс называются *возрожденными* (К.А. Скрипко и др.)

В современных срединных (рифтовых) зонах морей и океанов в рециклинговых гидротермальных процессах могут вовлекаться огромные массы морской воды. Этот процесс наиболее активно проявляется в осевой части срединно-океанических хребтов, зонах перехода континентальных структур к океаническим, где широко развит островодужный магматизм, а также в задуговых и междуговых бассейнах. В результате излияния рециклинговых вод и осаждения из них минеральных веществ образуются сооружения в форме : холмов, колонн, труб высотой 10-50 м, диаметром от $\pi \cdot 10$ см до $\pi \cdot 10$ м и даже сотен метров. Изливающиеся из них растворы черного цвета с жерловой температурой 250-380°C получили название "черных курильщиков". С изометричными сооружениями связаны белые "курильщики" с температурой в устье 10-300°C.

Другим важным источником воды служат горные породы, подвергшиеся прогрессивному метаморфизму. Под действием внутреннего тепла Земли происходит их *дегидратация*, что означает обезвоживание минералов в результате утраты ими молекул гидроксильных групп (ОН) и кристаллизационной воды. Высокое давление способствует отжатию свободной воды. Такие воды называются *метаморфическими*.

В близповерхностных частях земной коры происходит питание гидротермальных растворов атмосферными (метеорными) водами. Эти воды в условиях глубокой подземной циркуляции называют *вадозными*. Их

нагрев может осуществляться как за счет геотермического тепла, так и за счет магматической энергии. Широкое распространение они имеют в районах проявления вулканизма.

Источники минеральных веществ гидротермальных растворов могут быть магматического и не магматического происхождения. Первые из них подразделяются на мантийные (ювенильные) и коровые (ассимиляционные). С мантийными источниками связано поступление в растворы главным образом сидерофильных и халькофильных металлов феррического и сиферического профиля, а с коровыми - литофильных редких, редкоземельных и некоторых других элементов.

За пределами магматических камер в процессе циркуляции растворов происходит выщелачивание из окружающих пород рудообразующих компонентов в основном с литофильными свойствами. Такие внемагматические источники называют *фильтрационными*. Иногда роль фильтрационных источников в образовании постмагматических месторождений становится определяющей.

Состав растворов, причины и пути их движения, формы переноса и механизм осаждения минеральных веществ

Состав гидротермальных растворов прежде всего зависит от их природы, а в каждом конкретном случае определяется также совокупностью физико-химических и геолого-структурных условий их формирования.

Универсальными по рудонасыщенности являются ювенильные растворы, возникающие из флюидов мантийного происхождения. Флюид представляет собой газово-водный металлоносный раствор в надкритическом состоянии.

В составе ювенильных растворов преобладают хлориды, кремнезем, фтористые соединения, силикаты щелочных и щелочноземельных металлов. В растворенном состоянии присутствуют газы CO_2 , H_2S , Cl_2 , F_2 анионы хлора, фтора, SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , катионы Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , а также в незначительных количествах другие металлы. В концентрированных ювенильных рассолах могут быть очень высокие содержания различных металлов.

В рециклинговых водах отмечается повышенное относительно глубоководных морских вод содержание Fe, Mn, Zn, Си, Al, Ag, Pb, Co, As, Se, обогащение H_2S , CH_4 , H_2 , CO_2 и обеднение O_2 , SO_4 , Mg, NO_3 , Cl (А.П.Лисицын, 1993).

Метаморфические воды выщелачивают рудообразующие вещества из боковых пород, в особенности петрогенные элементы, входящие в состав жильных минералов. Иногда развиваются процессы гидротермального метасоматоза. При этом растворы могут обогащаться некоторыми металлами в форме комплексных соединений.

Метеорные воды содержат иногда повышенные концентрации железа, меди, свинца, цинка и ряд других компонентов. В обогащенные этими компонентами метеорные воды в вулканических областях отмечается поступление глубинного пара и превращение их в гидротермальные системы.

Причины движения растворов могут быть различными. Для ювенильных восходящих растворов - это давление газов. Ювенильные и метаморфические растворы поднимаются также за счет давления, создаваемого вышележащими породами. Метеорные воды возвращаются вверх в результате гидростатического напора вод артезианского типа. Не исключается всасывающее действие открывающихся на глубине трещин.

Циркуляция гидротермальных растворов происходит по трещинам горных пород. Важное значение при этом имеют крупные разломы. Они могут выполнять роль каналов, проводящих рудные растворы, и непосредственно вмещать рудную минерализацию. Движение гидротермальных растворов может также происходить через поры пород, вызывая явление диффузионного метасоматоза.

Перенос минеральных веществ происходит главным образом в легкорастворимых соединениях комплексных ионно-молекулярных растворов, поскольку растворимость комплексных соединений металлов на несколько порядков выше, чем растворимость их в простой ионной форме.

Важное значение в рудообразовании имеют сульфидные, силикатные, карбонатные, хлоридные и фтористые комплексы, особенно когда они находятся в концентрированных растворах. Другие возможные формы переноса (газовый, в коллоидных растворах) менее эффективны. Первый из них мог происходить в виде газов хлоридов металлов или чистых металлов в летучем состоянии. В коллоидных растворах возможен перенос минеральных веществ при низких температурах. В истинных растворах в значительных количествах могут переноситься лишь сурьма, ртуть и мышьяк.

При циркуляции гидротерм происходит реакция обмена между растворителем и растворенными веществами, с одной стороны, и встречными растворами и вмещающими породами - с другой. Изменения температуры и давления, скорости движения, концентрации и других характеристик могут вызвать осаждение вещества из раствора.

На изменение физико-химических условий чутко реагируют легкорастворимые комплексные соединения, сразу выпадающие в труднорастворимый осадок, выполняющий открытые трещины и полости. Этот процесс происходит пульсационно путем отложения по стенкам минеральных ассоциаций, о чем свидетельствуют широко развитые в рудах зонально-симметричные крустификационные и другие полосчатые текстуры. При этом происходит метасоматоз вмещающих боковых пород и ранее осажденных минеральных веществ.

Роль пневматолитовых и метасоматических процессов в рудообразовании

Пневматолитические процессы связывают с отложением минерального вещества из газовых надкритических ювенильных кислотных растворов и воздействием на горные породы летучих компонентов. Эти растворы характеризуются сложным составом. Кроме воды в надкритическом состоянии в них предполагают наличие газовых включений CO_2 , O_2 , HN_3 , H_3BO_3 и F_2 , а также газовых кислотных растворов HCl , HF , HBr . В этих растворах могли сформироваться легкорастворимые комплексные галоидные соединения редких металлов, олова, вольфрама и других, обладающих высокой летучестью.

Газово-водные растворы воздействуют на боковые горные породы и вызывают в них химические реакции обмена и замещения одних компонентов другими, т.е. происходит явление *метасоматоза*. Эти растворы могут оказывать метасоматическое воздействие только при определенных концентрациях в них веществ. В других случаях происходит простое выщелачивание.

Метасоматические процессы оказывают большое влияние на постмагматическое рудообразование. Определяющими факторами метасоматоза служит состав и физико-механические свойства вмещающих пород, природа и состав воздействующих на них газово-водных растворов, а также температура и давление.

Различают два типа метасоматоза: *инфильтрационный*, когда постмагматические растворы, поднимаясь по системе трещин и пород, доставляют замещающие компоненты; *диффузионный*, при котором перенос минеральных веществ осуществляется путем диффузии компонентов в поровом растворе.

В случае проявления кальциево-магниевого и взаимосвязанного алюмосиликатного метасоматоза формируются скарновые месторождения, натровый метасоматоз может привести к образованию альбититовых месторождений, а калиевый метасоматоз - к возникновению грейзеновых месторождений. Метасоматические процессы широко проявлены также при образовании гидротермальных месторождений.

Скарновые месторождения

Условия образования и геологическое положение

Скарновые месторождения характеризуются широким развитием контактового метасоматоза, в результате которого образуются типичные для них минеральные ассоциации кальциевого, железо-магниевого и алюмосиликатного состава, отвечающего понятию *скарн*. Поэтому такие месторождения также называют контактово-метасоматическими. Сами по себе скарны редко бывают рудопродуктивными.

Образование скарновых минералов протекает при температуре от 800 до 300°C в условиях гипабиссальной зоны на глубине 1-5 км. При

температурах выше 500°C могли возникнуть скарнообразующие минералы и руды железа и частично вольфрама. Постмагматическое оруденение, связанное с горячими газОВО-водными растворами, развивалось несколько позднее по скарнам, либо полностью вписываясь в их контур, либо выходя за его пределы.

Существуют две основные гипотезы образования скарновых месторождений: более ранняя П.П. Пилипенко и наиболее популярная и обоснованная - Д.С. Коржинского.

Согласно первой гипотезе, главная масса минеральных веществ привносилась скарнообразующими растворами, состав которых постепенно менялся, что обусловило зональность и минеральное разнообразие скарнов. Им выделено шесть фаз метасоматоза. Первые четыре фазы связаны с привнесением кремния, алюминия, хлора и железа и образованием так называемых "сухих скарнов", состоящих соответственно привнесенным компонентам из диопсидовой породы, фанатов, скаполита и магнетита, а также железистых алюмосиликатов. В пятую и шестую рудопродуктивные фазы происходил привнос воды, углекислоты, хлора, серы и металлов.

В основу современных представлений о происхождении скарновых месторождений положена гипотеза Д.С. Коржинского об инфильтрационно-диффузионном метасоматозе. Согласно его гипотезе, скарны возникают при биметасоматических и контактово-инфильтрационных процессах (рис. 10). Эти процессы протекают чаще всего в приконтактовой области гранитоидных интрузивов повышенной основности или щелочности с карбонатными породами.

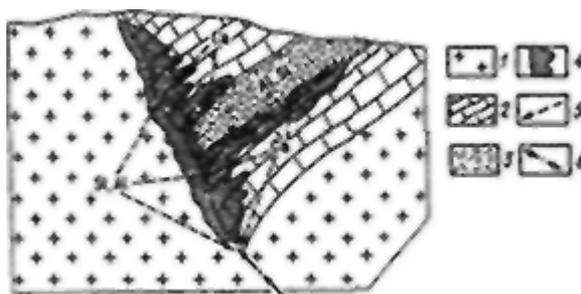


Рисунок 10 - Модель образования рудоносных скарнов (разрез). По Ф.И. Вольфсону, ЕМ. Некрасову;

1 - граниты; 2 - известняки; 3 - глинистые сланцы; 4 - скарны; 5 - направление движения малоподвижных компонентов; 6 - каналы проникновения рудоносных флюидов и растворов.

Биметасоматоз - это диффузионное взаимодействие контактирующих пород. Оно направлено ортогонально к плоскости контакта. При этом происходит обмен малоподвижными компонентами: с

одной стороны поступает CaO , а с другой - SiO_2 и Al_2O_3 . В результате такого обмена образуются реакционно-скарновые зоны, состоящие из известково-силикатных минералов. Другие более подвижные компоненты образуют ряд убывающей подвижности - H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , MgO , O_2 и Fe . Чем ниже подвижность компонента, тем выше его концентрация в замещающей породе.

Преобладающая масса скарнов развивалась биметасоматически. Однако для рудообразования более благоприятны контактово-инфильтрационные скарны, связанные с интенсивным воздействием постмагматических растворов в зонах повышенной трещиноватости.

Образование скарнов может происходить непосредственно в периферической части интрузива или в карбонатных породах. В первом случае соответствующие им месторождения называются *эндоскарновыми*, во втором - *экзоскарновыми*. Иногда ассоциации скарновых минералов образуют внутри интрузива *автоскарны* не связанные с карбонатными породами.

По составу замещенных пород скарны подразделяют на магнезиальные, известковые и силикатные.

Магнезиальные скарны возникают на глубинах 3-5 км при внедрении гранитоидов повышенной щелочности и связаны с замещением доломитов или доломитизированных известняков, а также образуются за счет основных магматических пород, богатых магнием. Они развиваются вдоль трещин и сложены минералами магнезиально-железистых алюмосиликатов и силикатов. С этими скарнами ассоциируют месторождения магнетитов, бора (людвигитовые), хризотил-асбеста, флогопита и комплексные золото-висмут-медные руды.

Известковые скарны имеют широкое распространение и высокую рудопродуктивность. Они образовались в результате замещения известняков на глубинах, не превышающих 3-3,5 км, что объясняется диссоциацией CaCO_3 в растворах при невысоких температуре и давлении. По этим скарнам последовательно развиваются магнетитовые, молибденовые, вольфрамовые, бороносные (датолитовые), сульфидные, медные и свинцово-цинковые руды, имеющие промышленное значение.

Второстепенную роль играют месторождения золота, олова, кобальта, бериллия, ниобия, редких земель и урана.

Силикатные скарны - это автометасоматические образования в изверженных породах, с характерной ассоциацией скарновых минералов. В их образовании большую роль сыграли процессы альбитизации и скаполитизации. Типичным примером служат шеелитовые с халькопиритом и молибденитом руды отработанного месторождения Чорух-Дайрон в Таджикистане.

Морфология, внутреннее строение и минеральный состав рудных тел

Морфология скарновых образований характеризуется исключительной сложностью. Прежде всего это относится к самим скарнам.

Магнезиальные скарны, развиваясь согласно системам трещин, получили полосчатое строение. В них сформировались рудопродуктивные жильные тела с извилистыми очертаниями и широко развитыми апофизами. Типоморфными минералами этих скарнов являются диопсид, форстерит, шпинель, флогопит, серпентин и хризотил-асбест, людвигит, магнетит и доломит.

Известковые скарны и связанные с ними оруденения имеют более сложную морфологию тел и разнообразный минеральный состав. Чаше встречаются линзы, ветвящиеся жильные тела, приуроченные к зонам повышенной трещиноватости; на пересечении и в местах сопряжения крутопадающих трещин образовались штокообразные и трубообразные залежи и даже иногда штокверки. По положению относительно интрузива известковые скарны могут залегать в экзоконтактовой тектонически напряженной надинтрузивной зоне или в зоне эндоконтакта интрузива, перекрывающего карбонатные породы. Наиболее благоприятными для локализации скарнового оруденения являются экзоконтактовые зоны пологих интрузивов, где могли сформироваться так называемые фронтальные залежи инфильтрационных скарнов с пластообразной, штокообразной и линзообразной формой.

Рудные тела и залежи характеризуются зональным строением. Изучая Турьинские медные месторождения на Урале, Д.С. Коржинский выделил внешнюю зону околоскарновых гранитоидов, затем эндоскарновую зону пироксена и граната, сменяющуюся гранатовым экоскарном и далее переходящую в салитовый скарн и мраморизованный известняк. Такая зональность в общем виде или фрагментарно может быть на других рудных месторождениях. Например, подмечено, что шеелитовое оруденение чаще всего бывает приурочено к гранат-пироксеновым скарнам, молибденовая минерализация тяготеет к зоне эндоскарнов.

Распределение полезных компонентов в рудных залежах неравномерное, гнездовое, контакты нечеткие, контуры рудных тел устанавливаются по данным опробования. Среди главных скарнообразующих минералов выделяются группы пироксенов, гранатов и амфиболов, а также волластонит $-CaSiO_3$, везувиан, эпидот и другие; из рудных-шеелит $-CaWO_4$, магнетит и сульфиды цветных металлов.

Морфология силикатных скарнов определяется планом развития в пределах рудного поля и месторождения трещинной тектоники. На месторождении Чорух-Дайрон крупные разломы в пермском гранодиоритовом интрузиве сформировали блоковую структуру и сыграли роль рудоподводящих каналов. Внутри блоков с этими разломами

сопряжены довольно протяженные рудораспределяющие разрывные нарушения типа зон дробления с трещинами оперения. Вдоль внутриблоковых разрывов сформировались зоны альбитизированных и скаполитизированных пород. В эти зоны вписываются рудные тела, имеющие форму сложных жил, линз. Обогащенные участки приурочены к сопряжению трещин основного направления с оперяющие трещинами скола и отрыва. Иногда оруденение в форме апофиз продолжается вдоль оперяющих трещин. На месторождении проявлена симметричная по отношению зон дробления горизонтальная метасоматическая зональность и вертикальная рудная зональность.

По минеральному составу силикатные скарны сопоставимы с известковыми, отличаясь от них еще большим разнообразием силикатных минералов и широким развитием скаполита.

Для всех типов руд скарновых месторождений характерными являются структуры замещения с реликтами первичной слабо измененной породы; из текстур преобладают массивная, пятнистая и вкрапленная. Также встречаются текстуры, типичные для руд гидротермального процесса, за исключением крустификационной.

В скарнах известны промышленные концентрации почти всех металлов, кроме хрома.

Скарново-магнетитовые, медные, шеелит-молибденитовые и свинцово-цинковые месторождения

Главнейшими скарновыми рудопродуктивными комплексами являются медно-магнетитовый, шеелит-молибденитовый и свинцово-цинковый.

Магнетитовый комплекс представлен тремя главными типами месторождений: 1) уникальными по размерам скаполит-альбитовыми (Качарское, Соколовское и Сарбайское в Тургайском прогибе); 2) крупными известково-скарновыми (Магнитогорское, Высокогорское, Гороблагодатское на Урале); 3) крупными и средними магнезиально-известково-скарновыми месторождениями Алтае-Саянской области (Шерегешевское, Тейское) и Южной Якутии (Таежное, Пионерское).

Тургайские и алтае-саянские месторождения приурочены к сочленению герцинид с каледонидами; уральские - стыку западной и восточной палеозойских областей, южно-якутские докембрийские - южному обрамлению Центрально-Алданского антиклинория.

Медный комплекс представлен средними и мелкими месторождениями Урала (Турьинская группа) и Казахстана (Саякская группа), Клифтон (США), Долорес (Мексика), в значительной степени отработанными. Эти месторождения локализованы в экзоконтактах гранитоидных интрузивов. Сульфидное медное оруденение развито по

известковым гранат-пироксеновым скарнам на небольшом удалении от интрузивов, рудные тела имеют сложную форму. Например, на месторождении Саяк-1 выделяют линзовидные залежи мощностью около 10 м, залегающие согласно в скарнированных известняках, и крутопадающие зоны прожилково-вкрапленных руд в гранитоидах (рис. 11). Состав руд комплексный. Руды в основном халькопирит-магнетитовые или борнит-магнетитовые. Сопутствующими компонентами служат Co, Mo, Au, В, Se, Те.

Ш е е л и т - м о л и б д е н и т о в ы й комплекс встречается в полном виде довольно редко, его отдельные месторождения являются уникальными по размерам (Тырныауз на Северном Кавказе). Наиболее распространены молибденовые (Каратас-1, Южно-Янгиканское) и шеелитовые месторождения (Восток-2 в Приморье, Чорух-Дайрон, Санг-Донг в Южной Корее, Кинг-Айленд в Австралии).

Месторождения этого комплекса ассоциируют с гранитами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами, интрузирующими породы карбонатного состава, залегающие внутри антиклинальных поднятий. Крупные трубообразные и другие сложные по форме рудные тела развиты в приконтактных зонах известковых скарнов и роговиков.

С в и н ц о в о - ц и н к о в ы й комплекс также имеет важное промышленное значение. По геолого-структурным условиям формирования месторождений он имеет большое сходство с предыдущим комплексом, существенно отличаясь более интенсивным проявлением метасоматоза по карбонатным породам и сложными морфологией и минеральным составом руд. К числу скарновых месторождений сфалерит-галенитовых руд относятся Николаевское (Приморье), Алтын-Топкан, Кансай (Средняя Азия), Лоуренс (США). Руды таких месторождений комплексные. Помимо свинца и цинка содержат сопутствующие компоненты -медь, серебро, индий, галлий и кадмий в количестве, достаточном для их извлечения.

Николаевское месторождение находится в одной из вулканотектонических депрессий Дальнегорского рудного района. Пологие пластообразные залежи свинцово-цинковых с серебром руд приурочены к контакту известняков с поздне меловыми вулканитами (рис. 12). Содержание в руде свинца и цинка 1,5-10 % каждого, серебра - 60 г/т.

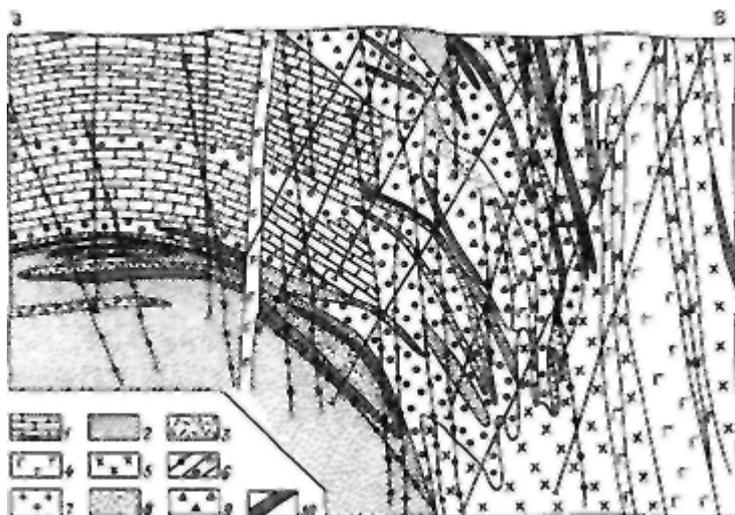


Рисунок 11 - Схематический разрез медно-скарнового месторождения Саяк-1. По Г. Бурдукову и Ю. Тарновскому;

1 - известняки, мраморы; 2 - песчаники; 3 - туфы; 4 - диориты; 5 - гранодиориты и кварцевые диориты; 6 - дайки диоритовых порфиритов; 7 - скарны; 8-10 - руды: 8-сплошные собственно медные и медные магнетитсодержащие, 9 - сплошные медно-магнетитовые; 10- прожилково-вкрапленные.

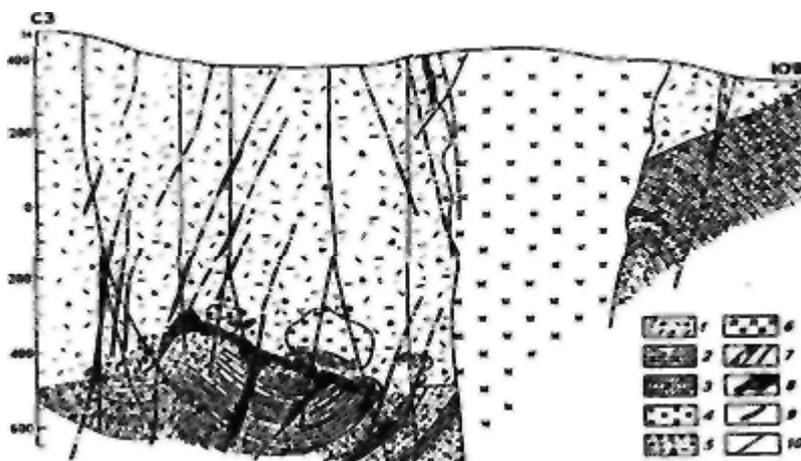


Рисунок 12 - Схематический разрез Николаевского месторождения. По А. Седых и А. Натарову:

1 - туфы и туфобрекчии липаритов; 2 - известняки; 3 - полимиктовые брекчии; 4 - кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 5 - брекчии, прослои алевролитов; 6 - диориты, габбро-диориты; 7 - дайки диабазовых порфиритов; 8 - скарново-полиметаллические рудные тела; 9 - кварц-сульфидные жильные тела в эффузивах; 10 - тектонические нарушения.

Лекция 5. АЛЬБИТИТ-ГРЕЙЗЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Условия образования

Альбититовые и грейзеновые месторождения формировались последовательно в сходных геолого-структурных условиях, пространственно и возможно генетически связаны с общими для них интрузивами нормальных или щелочных гранитов, реже нефелиновых сиенитов. В первых из них преобладают альбититы и альбитизированные изверженные породы, во вторых - грейзены и грейзенизированные породы различного состава.

Альбититы - это мелкозернистые породы существенно альбитового состава с порфировыми выделениями кварца, микроклина и пластинками слюды, образованные в процессе постмагматического натрового метасоматоза (альбитизации) изверженных пород. В них отмечается повышенное содержание ниобия, тантала, циркония, гафния, лития, рублидия, бериллия, редких земель, урана и тория. С увеличением степени альбитизации концентрации их возрастают и в альбититах на отдельных участках, связанных с зонами повышенной трещиноватости, могут достичь промышленных значений и образовать рудные тела с редкометалльной и редкоземельной минерализацией.

Грейзены - это рудопродуктивные на олово, вольфрам, молибден, висмут, бериллий и литий калиево-метасоматические образования, характеризующиеся преобладанием в своём составе кварца и мусковита.

Они сформировались при взаимодействии пневматолито-гидротермальных растворов с вмещающими породами. Грейзены, пространственно сопряженные с альбититами, образующимися раньше - при температуре 550-400°C, располагаются над ними. По Г. Щербе, температурные интервалы грейзенизации составляют для силикатных пород 450-300°C, а карбонатных пород - 400-250°C. Глубина образования грейзенов от 5 до 1 км.

По данным А.А. Беуса и В.И. Смирнова, выступы изверженных пород, подвергшиеся процессам щелочного метасоматоза, характеризуются зональностью его проявления (рис. 13). В ядерных частях выступов гранитов интенсивно проявлена микроклинизация, свидетельствующая о изначальности калиевого метасоматоза. В периферических зонах выступов возникли альбититы, продукты натрового метасоматоза, сменяющиеся в апикальной приконтактной части выступа и в зоне экзоконтакта грейзенами, снова образованиями калиевого метасоматоза. Это связано с возрастанием кислотности растворов при переходе их из надкритического состояния в гидротермальное в связи с падением температуры.

Альбититовые и грейзеновые месторождения, встречаясь отдельно и вместе, соответственно связаны либо с различными формациями

изверженных пород, либо с общими для них интрузивами. Автономные альбититовые месторождения тяготеют к альбитит-нефелин-сиенитовому комплексу, а грейзеновые - к щелочно-земельным гранитам.

При совместном нахождении они приурочены в большинстве случаев к субщелочным и щелочным гранитам, связанным с нормальными гранитами

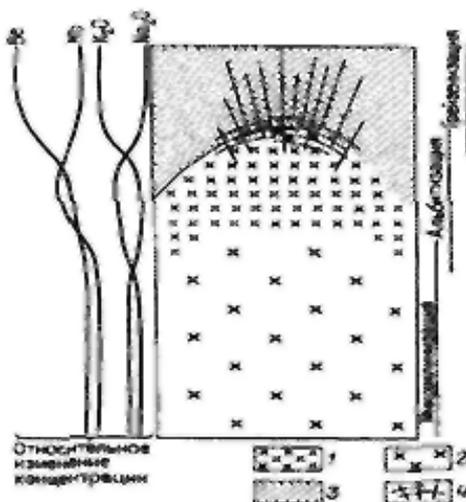


Рисунок 13 - Зональность проявления щелочного метасоматоза при возникновении альбититов и грейзенов по гранитам. *по А.А. Беусу и В.И. Смирнову;*

1 - альбититы; 2 - микроклинизированный гранит; 3 - породы кровли; 4 - грейзены.

переходными разностями. Это дает основание выделить два комплекса изверженных пород, продуктивных на альбитит-грейзеновое оруденение: альбитит-нефелин-сиенитовый и гранит-щелочно-гранитовый.

Альбитит-нефелин-сиенитовый комплекс объединяет многофазные интрузивы центрального типа щелочных и нефелиновых сиенитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов, подвергшихся высокотемпературному щелочному метасоматозу, выразившемуся в интенсивном проявлении альбитизации этих комплексов.

Во вмещающих интрузивы породах кислого состава в результате выноса кремнеза и привноса калия и натрия в приконтактной части могли образоваться ореолы фенитизации. С этими интрузивными комплексами ассоциируют месторождения редкометалльных полевошпатовых метасоматитов, ниобий-циркониевых и урановых альбититов, рассматриваемых в качестве полевошпат-редкометалльно-метасоматитового рудного комплекса.

Редкометалльное оруденение обычно связано с поздними интрузивными фазами таких комплексов. Интрузивные массивы

характеризуются небольшими размерами, не превышающими первые десятки квадратных километров. Они известны в Восточной Сибири, Казахстане, на Урале, а также в Нигерии.

Г р а н и т - щ е л о ч н о - г р а н и т о в ы й комплекс слагает выступы батолитоподобных гранитных интрузивов либо формирует малые интрузивы и жильные фации периода тектоно-магматической активизации платформ и областей завершенной складчатости. Он представлен гипабиссальными щелочноземельными биотитовыми и двуслюдяными гранитами и щелочными гранитами аляскитового типа, реже основными разностями гранитоидов - гранодиоритами, адамеллитами, кварцевыми диоритами. С этими комплексами пород ассоциируют грейзеновый комплекс оловянных, вольфрамовых, молибденовых, висмутовых и редкоземельных руд и альбититовое редкометалльное оруденение.

Альбитит-грейзеновые месторождения, связанные как с тем, так и другим магматическими комплексами, приурочены к системам трещин, развитым в апикально-периферических зонах интрузивов. Поэтому для месторождений этих классов характерно штокверковое оруденение.

Рудные тела имеют пластообразную и сложную жильную формы. Для руд типичны текстуры метакристаллического, направленного и унаследованного замещения: вкрапленная, пятнистая, реликтовая, каемочная, решетчатая и др.

Альбититовые (апогранитовые) месторождения

В классе альбититовых месторождений рассматриваются месторождения собственно альбититовых и полевошпатовых метасоматитов, образующих вместе полевошпат-редкометалльно-метасоматический рудный комплекс.

Собственно альбититовые месторождения связаны с интрузивами нефелиновых или щелочных сиенитов и щелочных гранитов, расположенных на активизированных щитах и в складчатых областях. Они представлены цирконий-ниобиевыми, ниобий-редкоземельными или ураноносными рудами. Месторождения залегают в структурах центрального типа, линейных зонах разлома, межформационных и межпластовых зонах нарушений. Форма рудных тел пласто-, линзо- и гнездообразная; текстура руд вкрапленная и прожилково-вкрапленная.

Большой интерес представляет цирконий-ниобиевое оруденение, локализующееся в массивах альбитизированных нефелиновых сиенитов миаскитового ряда. Примером может служить Вишневогорское месторождение (Южный Урал), расположенное в северной части одноименного массива миаскитов. Ниобиевое оруденение в виде рассеянной вкрапленности пирохлора заключено в альбититовых и кальцит-альбитовых зонах, а также в фенитизированных гранитах, пегматитах.

Известно месторождение бериллиеносных фенитов Сил-Лейк в Канаде, приуроченное к пластовым телам щелочных сиенитов. Оруденение локализовано в фенитизированных породах экзоконтакта. Поэтому

месторождение относят к полевошпатовым метасоматитам.

Наиболее распространены месторождения редкометалльных полевошпатовых метасоматитов, залегающие в зонах региональных разломов, которые связаны с протерозойской или герцинской активизацией фундамента платформ и областей завершённой складчатости (Восточная Сибирь, Плато Джос в Нигерии). Реже такие месторождения встречаются в мезозойских складчатых структурах (Забайкалье, Северная Африка). Они представлены танталоносными (с оловом и вольфрамом) литиево-слюдистыми и ниобий танталоносными (с редкими землями) кварц-микроклин-альбитовыми метасоматитам. Благоприятными для оруденения являются пологие эндоконтактовые части альбитизированных гранитных массивов, а также апикальные участки повышенной трещиноватости, подвергшиеся альбитизации и калишпатизации.

Рудные тела имеют штокообразную и пластообразную форму, тонкровкрапленную минерализацию колумбита, TR-Ta пирохлора (микролита), промышленных концентраций также достигают касситерит, вольфрамит, торит, циркон (малакон), монацит, ксенотим - YPO_4 , фенакит - $Be_2 SiO_4$ и др.

Грейзеновые месторождения

Грейзены - преимущественно эндоконтактовые образования, сформировавшиеся в апикальных выступах гипабиссальных интрузивов гранитов с повышенным содержанием калия. Экзоконтактовые грейзены образовались в алюмосиликатных и реже основных и карбонатных породах их кровли. Рудопродуктивные грейзены избирательно связаны с периферическими частями интрузивов с плоской и пологой кровлей (рис. 14). Вертикальный размах оруденения составляет для эндо- грейзенов от 0,5 до 2 км, иногда достигая глубины пегматитообразования, и экзогрейзенов до 1,5 км.

Структуры эндогрейзеновых месторождений обусловлены трещинами оседания в гранитных массивах. Рудные тела имеют форму метасоматических штоков. Широко развиты рудоносные кварцевые жилы по продольным системам сближенных параллельных контракционных трещин, поперечных к простиранию складчатых структур и вытянутости массива, образующие в совокупности крупные месторождения олова и вольфрама.

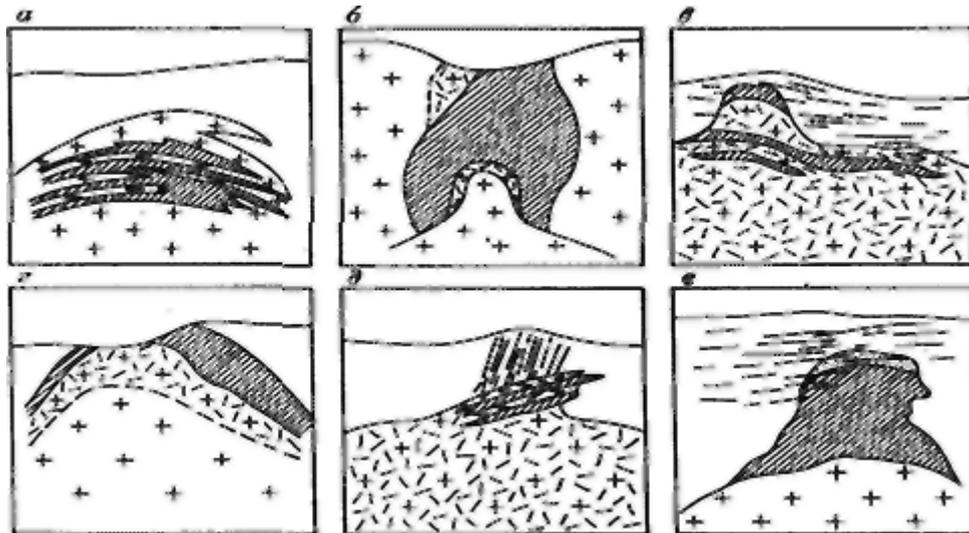


Рисунок 14 - Геологический разрез грейзеновых месторождений, приуроченных к выступам метасоматически преобразованных гранитов. *По Д.В. Рундвисту, В.К. Денисенко, И.Г. Павловой:*

a - Циновец; *б* - Альтенберг; *в* - Югодзыр; *г* - Джидинское рудное поле; *д* - Кара-Оба; *е* - Панаскейра; 1 - породы кровли; 2 - гранит; 3 - грейзенизированный гранит; 4 - рудоносный грейзен; 5 - кварцевая зона; б - рудные жилы.

С системами пересекающихся трещин связано штокверковое оруденение, характерное для экзогрейзенов. Жильные тела в экзогрейзенах формируются по трещинам отрыва и скола. Жилы обычно средних размеров, сложной формы, с раздувами и пережимами. Реже образуются и столбообразные тела на пересечении сколовых трещин. Рудные жилы имеют симметричное зональное строение. Во внутренней части жил преобладают вкрапленные и пятнистые текстуры руд, в зальбандах отмечаются слюдяные оторочки, в состав которых могут входить касситерит, вольфрамит, молибденит и берилл.

Процесс грейзенизации в алюмосиликатных породах, согласно Г. Щербе, начинался с грейзенизации гранитов, затем последовательно формировались мусковит-кварцевый, кварцевый, топаз-кварцевый, топазовый, мусковитовый и турмалин-кварцевый грейзены.

Грейзеновые месторождения часто сложены сопряженными между собой штокверковыми и жильными телами. Ближе к поверхности в экзоконтактовых породах массива штокверковое оруденение может смениться жильным существенно гидротермальным или, наоборот, с глубиной, в самом интрузиве, переходить в жилы метасоматического замещения.

По составу основных рудных компонентов выделяют оловоносные, вольфрамовые, молибденовые и вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения. Штокверковые месторождения имеют комплексный состав

и важное практическое значение.

Среди них А.А. Фролов выделяет плащеобразные и короткостолбчатые штокверки. Первые из них представляют залежи жильно-прожилково-вкрапленных руд в грейзенах, залегающих согласно кровле гранитного купола (Югодзырь в МНР). Соотношение жильного и штокверкового оруденений видно на (рис. 14). Короткостолбчатые штокверки формируются в штоках грейзенизированных гранитов над куполами гранитов другой фазы. Оруденение сосредоточено главным образом в штокверковой сети прожилков (Альтенберг в Германии и др.).

Оловоносные грейзены связаны с выступами крупных гранитных интрузивов, контролируемых зонами разломов. Они образуют касситерит-кварцевые месторождения штокверкового типа Рудных Гор (Шнэда и Циновец в Чехии, Альтенберг и Садисдорф в Германии). Часто грейзены приурочены к апикальным частям гранитных куполов или дайкообразными апофизам (Кестер в Якутии).

Вольфрам-молибденовые грейзены развивались в период тектономагматической активизации в пространственной связи с гранитными массивами со сложным внутренним строением, имеющим в плане овальную удлиненную форму и различные размеры, от самых малых до сотен квадратных километров.

Грейзеновые месторождения могут быть существенно вольфрамовыми или собственно молибденовыми. Как те, так и другие наиболее распространены в Казахстане и Забайкалье. Известны такие месторождения в МНР, Португалии. Практически на всех месторождениях в надынтрузивной зоне развиты жильные тела, сменяющиеся на глубину штокверком (см. рис. 16). Большая часть жил отработана подземным способом. Штокверки рентабельно эксплуатировать карьерами большой производственной мощности. Глубина этих карьеров достигает 300-500 м и более. Руды этих месторождений комплексные. Помимо вольфрама и молибдена в значительных концентрациях присутствуют некоторые халькофильные редкие металлы.

С оловоносными и вольфрам-молибденовым грейзеновыми оруденениями ассоциирует висмутовая и бериллиевая минерализация в промышленных концентрациях. В пространственной связи с докембрийскими аляскитовыми гранитами известны небольшие месторождения редких земель.

Гидротермальные месторождения

Подразделение месторождений по связи с магматизмом, глубине и температуре образования

Среди эндогенных рудопродуктивных образований гидротермальные месторождения характеризуются большим разнообразием видов полезных ископаемых, частой встречаемостью и совокупной промышленной значимостью. Эти месторождения являются источником добычи

подавляющего большинства металлических полезных ископаемых, в особенности легирующих, цветных, благородных и халькофильных редких металлов, а также многих видов неметаллического сырья: флюорита, магнезита, барита, асбеста, пьезокварца, исландского шпата и др.

Гидротермальные месторождения образовались при циркуляции горячих минерализованных растворов в широком температурном интервале (от 500 до 50°C) и значительном вертикальном диапазоне, начиная с глубины свыше 5 км и кончая приповерхностными условиями. Это обусловило их сопряженность, с одной стороны, с глубинными пневматолитическими процессами и производными от них грейзеновыми месторождениями, а с другой - с близповерхностными эндо- и экзогенными процессами и связанными с ними вулканогенно-осадочными стратиформными месторождениями.

Гидротермальные месторождения, сопряженные с грейзенами, формировались в интервале глубин 2-5 км при температуре 300-500°C в связи с абиссальными гранитными интрузивами. Такие месторождения относятся к плутогенному гидротермальному подклассу.

Гидротермальные месторождения, образовавшиеся в гипабиссальной и приповерхностной зонах в широком диапазоне температур (350-50°C) и связанные с вулканизмом, принадлежат к субвулканическим (порфировым) или вулканогенным гидротермальным образованиям. Принадлежность к определенному подклассу определяется главным образом по фациям магматизма. Переходными между плутогенными и вулканогенными гидротермальными месторождениями являются субвулканические месторождения, приуроченные к гипабиссальным изверженным порфировым породам.

Гидротермальные месторождения подразделяются; 1) по температуре отложения руд из гидротермальных растворов - на высокотемпературные (500-300°C), среднетемпературные (300-200°C) и низкотемпературные (200-50°C); 2) по глубине формирования - глубинные (более 1 км) и малых глубин (менее 1 км); 3) по совокупности этих факторов - *гипотермальные* (больших глубин и температуры), *мезотермальные* ("средних глубин и температуры), *эпитермальные* (малых глубин и низкой температуры) и *телетермальные* (без видимой связи с магматизмом). Кроме того, выделяют группу месторождений *ксенотермальных*, с разновозрастными ассоциациями высоко- и низкотемпературных минералов, и *телескопированных* - с наложенной рудной минерализацией другой температуры образования.

Определение температуры отложения минералов производится косвенными методами путем наблюдения за целым рядом геологических признаков: присутствие в руде самородных металлов, температура плавления которых фиксирует верхний предел температуры их образования; изменение минеральных форм кристаллов, происходящее при определенных

температурах; распад твердых растворов; перекристаллизация минералов; температура эвтектики и т.д.

В последние десятилетия проводятся лабораторные определения температуры гидротермального минералообразования по газовой-жидким включениям, которые имеются практически в каждом кристалле как природном, так и искусственном. Эти включения представляют собой по форме вакуоли, заполненные жидкостью и газом - продуктами исходных растворов. Если кристалл, содержащий газовой-жидкие включения, подвергнуть постепенному нагреванию, то при определенной температуре произойдет их кажущееся исчезновение. Это связано с процессом перехода гетерогенной системы (жидкость + газ) в гомогенную фазу. Момент перехода фиксируется как температура образования данного кристалла с внесением поправок на предполагаемое давление в природных условиях. Так определяют температуру образования минералов методом *гомогенизации*.

Если продолжить нагревание кристалла, в котором уже совершился переход двухфазового включения в гомогенную фазу, то произойдет разрушение стенок пузырьковых камер из-за возросшего в них давления. Здесь можно фиксировать звуковой эффект (*метод декрепитации*) или изменение давления, связанное с раскрытием вакуолей (*термобарография*).

Процессы метасоматоза

Гидротермальные растворы, взаимодействуя с вмещающими околорудными породами вызывают в них изменения, связанные с метасоматическими замещениями, протекающими с привнесением и выносом минеральных веществ. Иногда влияние растворов ограничивается выщелачиванием, т.е. только выносом, или приводит к перекристаллизации боковых пород.

Метасоматическое воздействие надкритических газовой-жидких растворов на горные породы, вызывает *скарнообразование*, *альбитизацию* и *грейзенизацию* в масштабе рудных полей и месторождений. Локально эти процессы могут быть проявлены в окружающих породах плутоногенных месторождений, образование которых связано с высокотемпературами растворами. При средних температурах растворы щелочные и их воздействие на различные по составу вмещающие породы приводят к серицитизации и березитизации.

С е р и ц и т и з а ц и я - образование тонкочешуйчатой светлой слюды -серицита главным образом за счет разложения полевых шпатов в породах кислого и среднего состава. Она может проявляться также в регионально-метаморфизованных породах. Гидротермальная серицитизация сопровождается окварцеванием и пиритизацией. В ассоциации с нею известны оловорудные, вольфрамо-молибденовые, золото-серебрянные, медно-колчеданные и свинцово-цинковые месторождения.

Б е р е з и т и з а ц и я, являясь сходным по химизму с серицитизацией процессом, приводит к преобразованию алюмосиликатных изверженных пород типа гранит-порфиров в березиты, состоящие из кварца, серицита и пирита. Новообразования кварца и крупнокристаллического серицита, близкого к мусковиту, - результат разложения полевых шпатов под действием гидротермальных растворов. Развитие пиритизации связано с привнесением серы и заимствованием железа из биотита и других железистых силикатов. С березитами ассоциируют золоторудные месторождения (Березовское, Урал), а также некоторые месторождения вольфрама, меди, свинца и цинка.

В приповерхностной зоне земной коры гидротермальные растворы вновь становятся кислыми и вызывают хлоритизацию, окварцевание, пропилитизацию, серпентинизацию, лиственитизацию, доломитизацию, аргиллизацию и другие средне-, низкотемпературные изменения окружающих пород. Они имеют локальный характер и отличаются от аналогичных изменений при региональном метаморфизме приуроченностью к тектоническим трещинам и приконтактовым рудным зонам, избирательностью пород по составу и наличием гидротермальных минеральных ассоциаций.

Х л о р и т и з а ц и я - образование минералов группы хлорита путем замещения амфиболов, пироксенов, биотита в породах различного состава. Она проявляется обычно совместно с серицитизацией, окварцеванием и пропилитизацией во вмещающих породах золоторудных, сульфидно-касситеритовых и медно-полиметаллических месторождений.

О к в а р ц е в а н и е - процесс преобразования различных по составу пород в существенно кварцевые. Он может протекать как в эндогенных, так и экзогенных условиях метасоматически или путем выполнения трещин и пустот кварцем. Эндогенное окварцевание происходит в породах, вмещающих скарное, грейзеновое и гидротермальное оруденение. В результате гидротермального окварцевания магматических пород кислого и среднего состава образуются *вторичные кварциты*, состоящие в основном из кварца, а также серицита, андалузита, диаспора, алунита, каолинита и пирита. В ассоциации со вторичными кварцитами известны месторождения медно-молибден-порфировых руд, серы, алунита, андалузита и корунда.

П р о п и л и т и з а ц и я может быть гидротермальной и связанной с процессами зеленокаменного регионального метаморфизма. Гидротермальная пропилитизация происходит при взаимодействии растворов, обогащенных серой и углекислотой, с вулканогенными породами среднего и основного состава и характеризуется наличием адуляра и пирита. Она развивается в вулканических поясах вдоль разломов. С нею связано оруденение так называемого пропилитового профиля: Cu, Pb, Au, Ag, Hg, и

As.

С е р п е н т и н и з а ц и я развивается по магнезиально-железистым силикатным минералам в ультраосновных породах, образуя серпентиниты (змеевики). С ними связаны месторождения хризотил-асбеста.

Л и с т в е н и т и з а ц и я характерна для серпентинитов и других основных и ультраосновных пород, подверженных воздействию углекислых сероводородных растворов, в результате чего образуются листвениты. Они состоят из магнезиально-железистых карбонатов, талька, кварца, серицита, фуксита(хромовая слюдка), хлоритов и пирита. Листвениты формируют зоны, вытянутые вдоль глубинных разломов. К этим зонам пространственно приурочены золоторудные, ртутные и вольфрамово-мышьяково-ртутные месторождения.

Д о л о м и т и з а ц и я как гидротермально-метасоматический процесс развивается обычно по известнякам, вмещающим месторождения свинцово-цинковых, сидеритовых, ртутных и магнезитовых руд.

А р г и л л и з а ц и я связана с воздействием низкотемпературных гидротермальных слабокислых растворов на алюмосиликатные породы и выражается их осветлением, вызванным возникновением каолинита и ему подобных минералов. Она сопровождает образование медно-порфировых, свинцово-цинковых и сурьмяно-ртутных месторождений.

Зональность гидротермального оруденения

Зональность гидротермальных месторождений рассмотрена в работах Ф.И. Вольфсона, А.В. Королева, В.И. Смирнова и др.

В.И. Смирнов выделяет различные природные уровни зональности (рудных поясов, узлов и т. п.), структуру, направление и контрастность зональности, генетические типы зональности рудных тел (стадийная, фациальная, зональность повторных тектонических разрывов, тектонического раскрывания, внутрирудного метасоматоза, фильтрационную и отложения), а также рассматривает зональность гидротермально измененных пород и вертикальный градиент зональности, имеющий важное практическое значение при прогнозировании оруденения на глубину.

Наглядная модель зональности различных типов полиметалльных руд плутогенных, субвулканических (порфировых) и вулканогенных месторождений и связи их с интрузивными и экструзивными комплексами и вулканогенными формациями пород приведена на рис. 15. Здесь отчетливо выражены магматическая, метасоматическая и рудная зональности.

При внедрении массивов магматических пород в близповерхностную зону высокотемпературные растворы попадают в условия низкого давления, что приводит к быстрому их охлаждению и одновременному отложению как высокотемпературных минералов, так и низкотемпературных, с

образованием ксенотермального или телескопированного оруденения.

На поверхности Земли образуются эксгалиационные месторождения, связанные с выходом в атмосферу гидротермальных растворов и вулканических газов. Промышленное значение этих месторождений невелико.

В вулканических областях известны небольшие эксгалиационные месторождения серы, бора и некоторых других полезных ископаемых.

Морфология рудных тел и вещественный состав руд

Особенностью рудных тел гидротермальных месторождений является их жильная в различных вариациях форма и производная от нее штокверковая.

В общем виде типы структур и морфология рудных залежей гидротермальных месторождений приведены в таблице. Плутоногенным и субвулканическим месторождениям, связанным с гранитоидными и гранитоидно-порфиоровыми комплексами, свойственны секущие и согласные жилы, зоны прожилкования и бречкирования, а также штокверки. Эти тела развивались по системам трещин и складок в парагенетической связи с абиссальными и гипабиссальными интрузивами и дайками. Жильные тела характеризуются разнообразием форм, размеров, пространственного расположения, типов выклинивания и контактов с вмещающими породами и видов их гидротермальных изменений. Это обусловлено особенностями проявления до рудной и внутрирудной трещинной тектоники и составом вмещающих пород. Кроме того, важное влияние на морфологию тел оказывают пострудные тектонические дислокации.

В вулканогенных гидротермальных месторождениях, залегающих в толщах пород спилит-кератофировой формации, преобладают согласные пластовые залежи, реже секущие зоны. В вулканических сооружениях, сложенных породами андезит-дацит-липаритовой формации, кроме того, развиты рудные линзы, штоки, жилы, штокверковые зоны и рудные столбы. Рудные жилы могут быть самой различной протяженности, от первых метров до 2 км, и мощностью от десятых долей метра до первых десятков метров. Процесс наращивания жил по всем трем направлениям происходил длительно и прерывисто в результате периодических приоткрываний трещин и поступлений с гидротермальными растворами других по составу минеральных веществ. Этим обусловлено возникновение минеральной зональности жил.

Рудные жилы могли развиваться по одной или более системам трещин. При этом одна система рудоносных трещин является основной; другие системы могут формировать оперяющие трещины. В местах их сопряжения или пересечения нередко образуются обогащенные участки - рудные столбы. Жильные тела, в особенности рудные столбы, часто имеют склонение, которое отчетливо отражают проекции рудных жил на вертикальную плоскость (рис. 16).

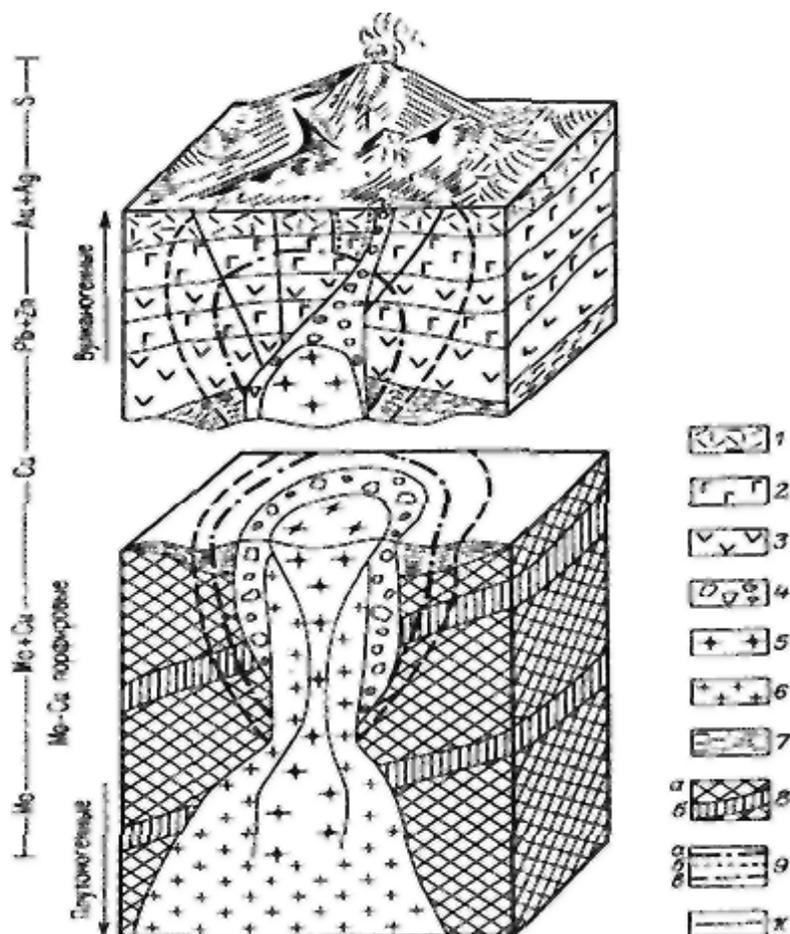
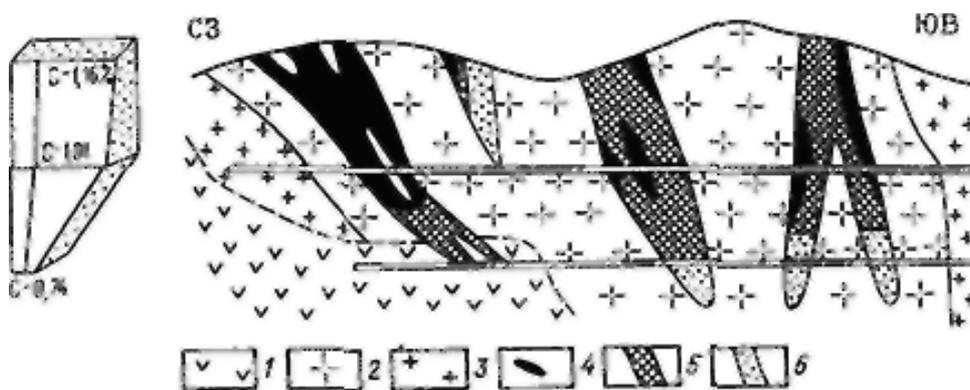


Рисунок 15 - Модель зональности полиметалльно-порфировой рудно-магматической системы. По И.Г. Павлово й:

1 - липариты; 2 - базальты; 3 - андезиты; 4 - брекчии; 5 - гранодиорит-порфиры; 6 - гранодиориты; 7 - кристаллические сланцы; 8 - гнейсы (а), диабазы (б); 9 - внешние границы метасоматических зон: а - кварц-серицитовый, б - калишпатовый, в - пропилитовой; 10 - дайки



1 - пропилитизированные андезиты; 2 - серицитизированные кварцевые диоритовые порфиры; 3 - пропилитизированные кварцевые диоритовые порфиры; 4-6 - руды: 4 - богатые, 5 - средние, 6 - бедные.

Рисунок 16 - Рудные столбы в жильной зоне Чемпуринского ртутного месторождения (Центральная Камчатка). Слева - объемная диаграмма, справа - проекция рудного тела на вертикальную плоскость:

Системы маломощных жил и прожилков, сближенных между собой, формируют штокверковое оруденение, характерное для месторождений меди (Кальмакыр в Узбекистане), молибдена (Клаймакс в США, Каджаран в Армении), вольфрама, олова, золота и урана (Мерисвейл в США).

Вещественный состав гидротермальных месторождений разнообразен. В них можно практически встретить почти все гипогенные минералы, а также изоморфно входящие в них рассеянные (халькофильные) элементы, не образующие собственных минералов.

Для плутоногенных гидротермальных месторождений типичными являются высоко- и среднетемпературные минеральные ассоциации. В кварцево-полиметалльный рудный комплекс объединены минеральные типы, в которых основным жильным минералом является кварц, а рудными могут быть молибденит, вольфрамит или шеелит, касситерит, золото, висмут, халькопирит, энаргит, уранинит, гематит. Сульфидный рудный комплекс включает галенит-сфалеритовую, касситерит-галенит-сфалеритовую золото-антимонитовую, сульфидно-настурановую, арсениды кобальта и никеля и другие ассоциации. Сквозной минерал в этих ассоциациях - халькопирит.

В субвулканических месторождениях выделяют антимонит-киноварный минеральный тип, золото-серебряный, касситерит-силикатно-сульфидный, медно-порфиновый и другие рудные комплексы. Для них характерны минералы неметаллических полезных ископаемых -реальгар, аурипигмент, флюорит, алунит, сера, исландский шпат.

Разнообразны по вещественному составу руды вулканогенных гидротермальных месторождений с типичной средне и низкотемпературной ассоциацией минералов. С цеолит-ртутно-медной формацией связаны месторождения самородной меди, ртути и цеолитов.

Плутоногенные и субвулканические гидротермальные месторождения

Плутоногенные гидротермальные месторождения размещаются в областях внутриплитной активизации. Они приурочены к пологим склонам и осложняющим их куполам в апикальных выступах гранит-гранодиоритовых массивов, залегая непосредственно в тектонически ослабленных зонах как в породах экзоконтакта, так и внутри этих массивов. Плутоногенные гидротермальные месторождения могут находиться в пространственной близости с грейзеновыми месторождениями, образуя общие с ними рудные поля, отличаясь при этом от грейзенового штокверкового оруденения жильной формой тел и интенсивным окварцеванием.

Субвулканические (порфировые) гидротермальные месторождения сформировались на активных окраинах континентов андийского и кордельеского типов в парагенетической связи с

гипабиссальными гранитоидными порфировыми и гранит-лампрофировыми комплексами, а также на энсиматических островных дугах в ассоциации с дайками липоритов и порфировых магматитов.

Такие комплексы пород формируют вулcano-тектонические структуры в коллизийных зонах в доль разломов мантийного заложения, связанных с сеисмофакальными зонам Беньофа. Для этих структур характерно проявления различных форм зонального калиевого метасоматоза (см. рис. 15), что обусловлено повышенным содержанием в вулканитах щелочей и увеличением с глубиной в порфировых инструзивах K_2O/SiO_2 .

Типоморфной особенностью субвулканических месторождений являются прожилково-вкрапленные текстуры руд и порфировые структуры вмещающих их пород. Это отчетливо проявлено на штокверковых месторождениях медно-порфировых и медно-молибден-порфировых руд.

Близкие по генезису гидротермальные плутоногенные и субвулканические месторождения представлены двумя главнейшими рудными комплексами: кварцево-полиметалльным и сульфидным.

Кварцево-полиметалльный рудный комплекс объединяет многочисленные жильные и штокверковые месторождения -вольфрама, олова, молибдена, меди, золота, висмута и урана. Наиболее распространены из них вольфрамовые месторождения с вольфрамитовыми и шеелитовыми рудами. Такие кварц-шеелитовые штокверковые месторождения известны в КНР (Яогансянь в провинции Хунань, Казахстане (Верхнее Кайракты, Богуты), на Северном Кавказе (Ктитеберда). Они характеризуются невысоким содержанием вольфрама. Размещение рудной минерализации контролируется системами сопряженных крутопадающих тектонических разрывов типа сколовых трещин. С глубиной штокверки переходят в прожилково-жильные зоны.

Месторождение Яогансянь согласно обзору А.А. Ковалёва (1999), представлено жильно-штокверковым оруденением различных остмагматических типов - W, W-Mo, Pb-Zn, Sb-Hg (рис. 17). Важнейшими из них являются кварцево-жильные и скарноидные руды.

Оловянные месторождения представлены штокверково-жильными касситерит-кварцевыми месторождениями Учкошхон (Киргизия), Ононским (Забайкалье), Пыркакайским рудным узлом (Чукотка). На всех уровнях, начиная от отдельных штокверков в пределах рудных полей и узлов и кончая системами прожилков и изолированными рудными жилами, отмечается рудный контроль крутопадающими разрывными нарушениями различных порядков. Суммарная мощность прожилков составляет в среднем 4-5 см на 1 м. Площадь штокверков в плане от 50 x 200 до 900 x 400 м². Жилы достигают в длину 350 м, при мощности до 1,5 м.

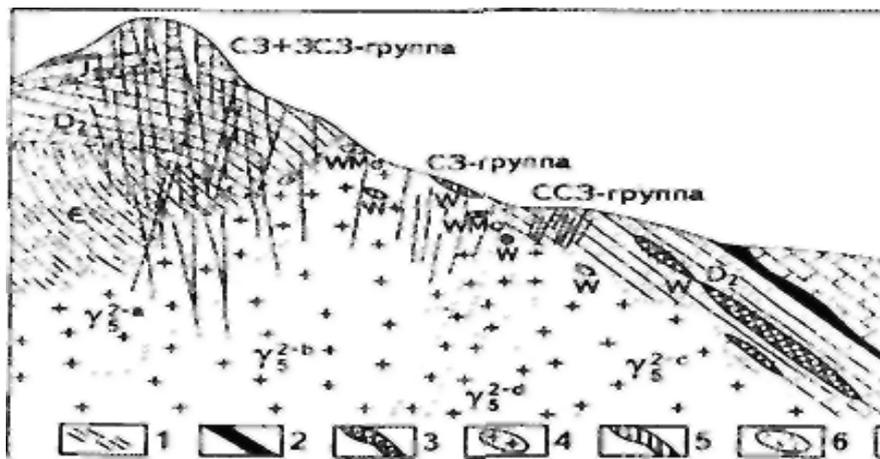


Рисунок 17. Металлогеническая модель в разрезе полиметалльно-вольфрамового рудного поля Яогансянь. По Гу Цзююню: 1 - вольфрамитовое месторождение кварцево-жильного типа; 2 - шеелитовое месторождение скарноидного типа; 3 - шеелитовая залежь в песчаниках типа тонкого штокверка; 4 - вольфрамито-молибденитовые залежи гранитного типа; 5-6 - вольфрамитовые залежи: 5 - в гранитных пегматитах, 6 - грейзенового типа; 7 - свинцово-цинковая минерализация.

Молибденовые, медные и медно-молибденовые месторождения имеют важное практическое значение. Это в основном штокверковые месторождения: медно-порфировые - Эль-Тениенте (Чили), Бингем, Моренси (США), Мак-Лиз-Лейк, Вэлли-Коппер (Канада); Коунрад, Бошекуль (Казахстан); молибден-медно-порфировые - Чукикамата (Чили). Штокверковые молибденовые месторождения прожилково-вкрапленных руд находятся в Закавказье (Каджаран), Забайкалье (Жирекенское и Бугдаинское), Кузнецком Алатау (Сорское), США (Кляймакс и Гендерсон). Известны также жильные месторождения меди и среди них уникальное Бьютт (США), молибдена (Шахтаминское в Забайкалье). Примером золото-кварцевых образований служат Мурунтауский штокверк, расположенный в палеозойской складчатой зоне Тянь-Шаня, седловидные жилы месторождений Бендиго в Австралии.

Кварц-висмутовые месторождения находятся в Средней Азии (Устарасай), Чехословакии (Яхимов), США (Монте-Кристо). Рудные тела представлены небольшими жилами и линзами.

Сульфидный комплекс представлен плутогенными гидротермальными месторождениями свинца и цинка, олова, вольфрама, золота, урана, кобальта и др.

Месторождения свинца и цинка известны на Кавказе (Садон, Згид), в Забайкалье (Екатерино-Благодатское), Германия (Фрайберг). Рудные тела могут иметь пластовую, штоко-, жило-, трубо- и линзообразную формы.

К месторождениям олова сульфидной формации относятся Депутатское и Эге-Хая (Якутия), Маунт-Плезант (Канада). Рудные тела в

форме жил и жильных зон имеют крутое падение, значительные размеры по всем трем измерениям.

Месторождения золото-сульфидного типа могут быть золото-мышьяковыми (Кочкарское, Урал), золото-полиметаллическими (Березовское, Средний Урал; Колар, Индия), золото-антимонитовыми (Якутия). На Кочкарском месторождении многочисленные жилы развиваются по дорудным дайкам, на Березовском месторождении формируют лестничные жилы, секущие дайки, на месторождении Колар кулисообразно расположены линзы, жилы и прожилки образуют протяженные (до 8 км) рудные залежи при средней их мощности 1,5 м. Глубина отработки этого месторождения свыше 3,5 км.

Плутоногенные гидротермальные месторождения урана представлены двумя типами: уранинит-сульфидными (Мэрисвейл, США; Лимузен, Франция) и уранинит-арсенидным (Порт-Радий, Канада). Рудные тела имеют форму линз, жил, иногда столбов. К сульфидному комплексу относятся месторождения так называемого пятиэлементного рудного комплекса - полного (Co, Ni, Bi, Ag, U) или неполного. Это месторождения: Рудные горы (Чехия), . Кобальт (Канада), Буазер (Марокко).

По геологическому положению близки к вулканогенным гидротермальным образованиям магмагнетитовые месторождения, связанные с *трапповой* формацией Сибирской платформы.

Вулканогенные гидротермальные месторождения

С вулканогенными структурно-формационными комплексами связаны рудные формации: цеолит-ртутно-медная и колчеданная, ртутная, халькопирит-висмутовая, касситерит-силикатно-сульфидная, золото-кварцевая и золото-серебряная.

Ц е о л и т - р т у т н о - м е д н а я формация объединяет месторождения самородной меди (Озеро Верхнее, США), ртути (Яёлваям, Корякское нагорье), цеолитов (Закарпатье, Камчатка) в связи с пластовыми миндалекаменными базальтоидами.

К о л ч е д а н н а я формация представлена месторождениями меди (Гайское, Урал; Рио-Тинто, Испания), свинца и цинка (Озерное, Тува; Шаканаи, Япония). В рудах в различных количествах, иногда достигающих самостоятельного промышленного значения, присутствуют золото и серебро.

Р т у т н ы й комплекс охватывает субвулканические месторождения ртути опалитового типа (Чемпуринское, Камчатка, и Монте-Амиата, Италия) и вольфрамово-ртутные листовитового типа (Тамватнейское, Корякское нагорье).

Х а л ь к о п и р и т - в и с м у т о в ы й комплекс имеет ограниченное распространение. Значительные месторождения Адрасман (Средняя Азия) и Таена (Боливия) приурочены к жерловым фациям и

дайкам. Жилы, линзы и трубообразные тела помимо висмутита и халькопирита содержат также сфалерит и галенит.

К а с с и т е р и т - с и л и к а т н о - с у л ь ф и д н ы й комплекс широко проявлен в субвулканических, жерловых и экструзивных фациях кислых магматитов месторождениями альпийской эпохи. Среди них уникальные -Льяльягуа, Потоси (Боливия).

З о л о т о - к в а р ц е в ы й и **з о л о т о - с е р е б р я н ы й** комплексы распространены в древних офиолитовых и мезокайнозойских вулканических поясах в пространственной связи с поперечными разломами. Примерами золото-кварцевого комплекса служат месторождения Многовершинное в Приморском вулканическом поясе и Крипл-Крик (США). Золото-серебряный комплекс представлен месторождениями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Хаканджинское, Карамкен). В архейском офиолитовом поясе на юге Канады находится месторождение Поркьюпайн.

Кроме перечисленных известны также рудные формации месторождений флюорита с бериллием (Томас в США) или молибденом и ураном, алуниита (Заглик в Армении), исландского шпата (Нижнетунгусское), серы (Курильские о-ва и Камчатка).

Лекция 6. ЭКЗОГЕННАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения выветривания

Группа месторождений выветривания, включающая остаточные и инфильтрационные рудообразования, сформировалась в результате экзогенных процессов. В отличие от стратиформных месторождений, являющихся производными как экзогенных, так и эндогенных процессов, эта группа генетически и обычно пространственно связана с *корой выветривания*. Последняя представляет собой комплекс преобразованных в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных пород под влиянием различных факторов выветривания.

Выветривание горных пород и руд сопровождается выносом продуктов физического разрушения в виде обломков и взвесей, а продуктов химического разложения в форме растворенных соединений. В процессе переноса этих образований происходит их механическая и химическая дифференциация и формирование месторождений механических осадков, в том числе россыпных, и месторождений химических осадков. В продуктах выветривания, оставшихся на месте, в результате выноса части породообразующих минеральных веществ может произойти значительное увеличение концентраций никеля, кобальта, алюминия, железа вплоть до возникновения остаточных месторождений этих металлов.

При выщелачивании приповерхностными водами некоторых металлических соединений, последующем их переносе и отложении на

геохимических барьерах происходит образование инфильтрационных месторождений железа, марганца, урана и ванадия.

На формирование экзогенных месторождений большое влияние оказывают климатические факторы, по совокупности которых выделяют три основные зоны: гумидного (жаркого влажного), аридного (засушливого) и ледового климата. Зона гумидного климата, где наиболее активно протекают процессы химического и биохимического выветривания, благоприятна для формирования месторождений коры выветривания - никеля, кобальта, бокситов и каолина.

Профиль и морфологические типы коры выветривания

Профиль, или разрез, коры выветривания характеризуется последовательной сменой по вертикали зон разложения пород различных по минеральному и химическому составу. В верхних зонах происходит интенсивное окисление, выщелачивание и гидролиз минеральных компонентов, а в нижних зонах - гидратация силикатов и начальное выщелачивание пород физического выветривания.

В зависимости от состава исходных пород, а также геотектоники, климатических и ландшафтных условий этим зонам соответствуют три основных профиля коры выветривания: 1) гидрослюдистый, 2) глинистый, 3) латеритный.

Гидрослюдистый профиль мог сформироваться при гидролизе силикатных минералов, протекавшем без выноса кремнезема. Поэтому его называют также насыщенным силикатным профилем. При этом происходило образование гидрослюдов, монтмориллонита, гидрохлоритов. Такой профиль коры мало рудопродуктивен. Глинистый, или ненасыщенный силикатный, профиль характеризуется развитием каолинита, галлуазита и нонtronита. Их образование происходило путем разложения алюмосиликатов с частичным выщелачиванием кремнезема и солей металлов. С этим профилем коры связаны месторождения каолинов и глиин.

Латеритный профиль, завершающий этап развития коры выветривания, самый рудопродуктивный. С ним ассоциируют уникальные площадные залежи бокситов, месторождения никеля, железа и др. Основные морфологические типы коры выветривания: площадной, линейный и контактово-карстовый. Кобы выветривания площадного типа развиваются на равнинных ландшафтах. Они подразделяются на открытые, выходящие на поверхность, и закрытые, залегающие под покровом более устойчивых к процессам выветривания пород. Кобы линейного типа приурочены к разломам и зонам повышенной трещиноватости в породах, подвергшихся выветриванию. Контактново-карстовый тип имеет ограниченное распространение и образуется на контакте карбонатных и изверженных пород.

Остаточные месторождения

Остаточные месторождения формируются в условиях гумидного климата и нерасчлененного рельефа, когда в результате интенсивного химического выветривания активно выносились легкорастворимые порообразующие компоненты, а слабые эрозионные процессы способствовали накоплению остаточных продуктов выветривания. При этом остаточная концентрация рудных компонентов по сравнению с фоновой может увеличиться в несколько раз за счет обогащения, связанного с выносом части минеральной массы, а также за счет обогащения продуктами рудной инфильтрации.

Формирование коры выветривания в тропических зонах протекает в десятки раз быстрее, чем в зонах с умеренно влажным климатом. И все-таки процесс этот длительный, иногда охватывал целые геологические эпохи.

Остаточная концентрация рудных компонентов связана с составом исходных пород. Накопление латеральных залежей бокситов в коре выветривания происходило на щелочных и нефелиновых сиенитах (месторождение Арканзас в США); андезитовых порфиритах и туфах (Тургайский прогиб - Казахстан); силикатно-никелевые руды сформировались в коре выветривания перидотитов, дунитов и серпентинитов (Уфалейское, Южный Урал; о. Куба); там же известны месторождения легированных бурых железняков; каолины и глины возникли на гранитах, пегматитах и метаморфических породах (Глуховецкое, Украина). В коре выветривания железистых кварцитов образовались богатые мартитовые руды (КМА).

Благоприятным для формирования таких месторождений являлся так называемый столовый рельеф, слегка возвышенный со слабым наклоном. Процессу выветривания способствует также разнородный состав выветриваемых пород, в особенности присутствие карстовых известняков, наличие разрывных нарушений и зон повышенной трещиноватости.

Древняя кора выветривания сохранилась там, где она перекрыта более поздними отложениями. Современная кора, как и древняя, развивается в условиях пепеленизации поверхности, когда выветривание протекает интенсивнее, чем процессы сноса материала разрушенных пород.

Основные рудные формации остаточных месторождений - бокситовая, силикатно-никелевая и каолиновая.

Бокситовая формация сформировалась в результате выветривания интрузивных пород кислого, основного и щелочного составов, а также кристаллических сланцев, гнейсов, при активном выносе кремнезема и щелочей и накоплении свободных оксидов алюминия, железа и титана.

Этот процесс происходил в условиях столового рельефа и в тропических зонах с муссонным климатом. Месторождения этой формации подразделяются на остаточные латеритные и остаточные переотложенные. К

первым из них относятся погребенные месторождения бокситов в древних корях выветривания (Висловское в районе КМА) и кайнозойские (Боке в Гвинее).

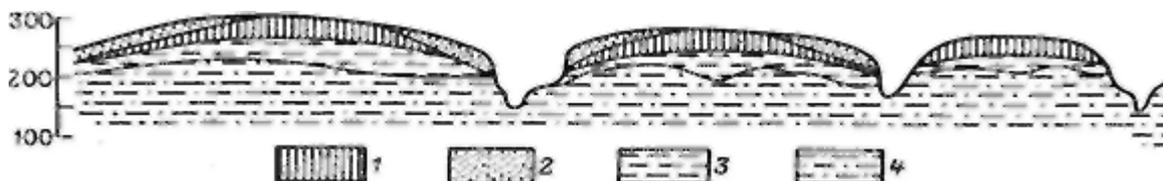


Рисунок 18 - Разрез бокситорудных залежей месторождения Боке (Гвинея). По Я. Дубровской и Б. Одокию:

1 - бокситы структурные; 2 - бокситы обломочные; 3 - аллиты, каолиновые глины; 4 - терригенные породы

На месторождении Боке (рис. 18) более 100 бокситовых залежей мощностью 10-15 м расположены на площади свыше 3500 км², представляющей собой слабо расчлененную пенепленизированную равнину. Латеритная кора развивалась на силурийских сланцах. Основными минералами залежей являются гиббсит, диаспор, бёмит, каолинит, ильменит, рутил. Содержание глинозема высокое - от 50 до 62 %. Текстуры бокситов - брекчиевая, конгломератовая и пористая. Запасы бокситов, доступные для открытой добычи, составляют около 3 млрд. т.

Силикатно-никелевая формация сформировалась в коре выветривания ультраосновных пород, главным образом серпентинитов - продуктов их гидротермально-автометасоматического изменения.

Согласно морфогенетической группировке, выделяют три типа месторождений этой формации: площадной, линейный и линейно-площадной.

Силикатно-никелевые месторождения известны на Урале, в Казахстане, на Украине, в Новой Каледонии, Австралии, на Кубе.

Уральские силикатно-никелевые месторождения залегают в коре выветривания серпентинитов, развитых по герцинским ультраосновным интрузивам, контролируемым глубинными разломами общеуральского направления, что определило поясовое размещение этих месторождений. Их образование связано с выщелачиванием и нонтронизацией серпентинитов в условиях континентального пенеплена доюрского времени. Последующие процессы эрозии, вызванные поднятием, привели к полному размыву коры верхних горизонтов. Она хорошо сохранилась в Зауральских депрессиях, где ее мощность колеблется от 20 до 70 м. Разрез нонтронитовой коры выветривания серпентинитов неоднороден.

Месторождения коры выветривания площадного типа сформировались на приподнятых плато, преимущественно в зоне аэрации,

воды которой обогащены кислородом. В ее профиле выделяются зоны (сверху вниз): железистых охр и кремнистых образований, нонtronитизации, выщелоченных серпентинитов.

Форма рудных залежей пластообразная, линзовидная. Залежи имеют крупные размеры, мощность рудных тел от 3 до 50 м. Преобладающий технологический сорт руды - железисто-магнезиальный. Месторождения:

Кемпирсайское и Серовское на Урале; Кубы, Филиппин, Австралии.

Месторождения линейного типа сформировались в районах с горным рельефом. Зона железистых и кремнистых образований с малоподвижными элементами смещена ниже уровня грунтовых вод в среднюю часть разреза, а более подвижные элементы накапливались в его краевых частях. Это свидетельствует о наличии горизонтальной зональности. Среди месторождений этого типа выделяют линейно-трещинные и контактово-карстовые.

Первые из них характеризуются клино- и линзообразной, реже пластообразной формой рудных тел, меньшей мощностью (от 3 до 10 м), вторые отличаются пласто- и гнездообразной формой рудных тел, большими изменениями мощности (от 3 до 30 м) и сложным составом руд железисто-магнезиального и кремнисто-магнезиального технологических сортов. Примерами месторождений служат Уфалейское, Локрида (Греция).

Месторождения линейно-площадного типа подразделяются на трещинно-площадные (новокаледонские) и карстово-площадные (Ларимна в Греции). Они сформировались в условиях холмисто-увалистой и низкогорной местности, залегая как в зоне аэрации, так и ниже уровня грунтовых вод. Для них характерно сочетание вертикальной и горизонтальной зональности, линейной и площадной коры выветривания с полным или сокращенным профилем. По другим параметрам они аналогичны месторождениям линейного типа.

Каолиновая формация образуется в условиях тропического климата при более расчлененном, в отличие от латеритных бокситов, рельефе, когда интенсивно происходят вынос щелочей и железа и одновременное накопление кремнезема и глинозема. К этой формации относятся месторождения каолинов и каолиновых глин, возникших при воздействии теплых грунтовых вод, насыщенных углекислотой и органическими кислотами, на маложелезистые полевошпатовые породы. Месторождения высококачественных каолинов известны на Украине, Алтае, в КНР, Чехии, Германии и других странах.

Кроме охарактеризованных формаций известны также остаточные месторождения магнезита, талька, марганца, апатита, барита, золота, свинца, олова, тантала, ниобия и редких земель.

Инфильтрационные месторождения

Инфильтрационные месторождения образуются в процессе

выщелачивания метеорными водами рудных компонентов, последующего переноса их за пределы области выщелачивания и отложения на геохимических барьерах. *Геохимические барьеры* - участки на пути миграции вод с благоприятными для рудоотложения физико-химическими условиями.

На выщелачивание и перевод в раствор рудных компонентов оказывают влияние их форма нахождения в исходных породах, состав, структурные и текстурные особенности, трещиноватость, пористость этих пород, а также степень насыщения атмосферных вод свободным кислородом и солями. При этом важную роль играют окислительно-восстановительные свойства (Eh) и кислотность - щелочность (pH) этих вод.

Перенос полезных компонентов осуществляется в виде комплексных соединений: карбонатных, сульфатных, металлоорганических и др.

При определенных значениях Eh и pH, наличии сорбентов, роль которых могут выполнять глинистые и гумидные частицы, происходит распад комплексных соединений и отложение рудных компонентов.

Инфильтрационные месторождения встречаются довольно часто. В них концентрируются уран, ванадий, медь, железо, марганец, сера. Месторождения, кроме урановых, характеризуются незначительными запасами. Поэтому заслуживают рассмотрения наиболее важные в практическом отношении месторождения ураноносной формации.

Ураноносная рудная формация объединяет многочисленные инфильтрационные месторождения урана, сформировавшиеся в результате фильтрации вод аэрации и фунтовых, а также напорных вод артезианских бассейнов в переслаивающихся песчано-глинистых толщах пород, в основном мезозоя и кайнозоя.

Месторождения вод аэрации и фунтовых образовались при смене окислительной обстановки на восстановительную, характерную для угленосных и битуминозных толщ пород. Месторождения урана, связанные с угленосными породами, залегают в депрессиях. Рудные тела имеют пластовую, часто извилистую форму, согласную с рельефом фундамента; часто они значительных размеров, в продуктах окисления нефти, в асфальтитах, пропитывающих толщи терригенных и карбонатных пород, имеют сложную удлиненную форму. Длина тел, достигает 1 км, при мощности до 30 м (Амброзия-Лейк, США).

Месторождения урана сформировались в результате пластовой фильтрации напорных вод артезианских бассейнов, вызывающих окисление до глубины 600 м. Различные скорости фильтрации пластовых вод обусловили возникновение полосовых рудных тел извилистой формы, названных *роллами* (рис. 19). Роллы имеют большую мощность и протяженность на десятки километров.

Уран переносится в легкорастворимых шести валентных соединениях,

источником его служат породы фундамента. Уран образует минералы урановой смолки (настуран) и черни, карнотит, тюямунит, а также уранорганические соединения. Среднее содержание U_3O_8 обычно составляет $n \cdot 10^{-2}$ %, реже 0,1-0,2, иногда 0,5 %. Попутными полезными компонентами в рудах могут быть ванадий, молибден, германий и редкие земли.

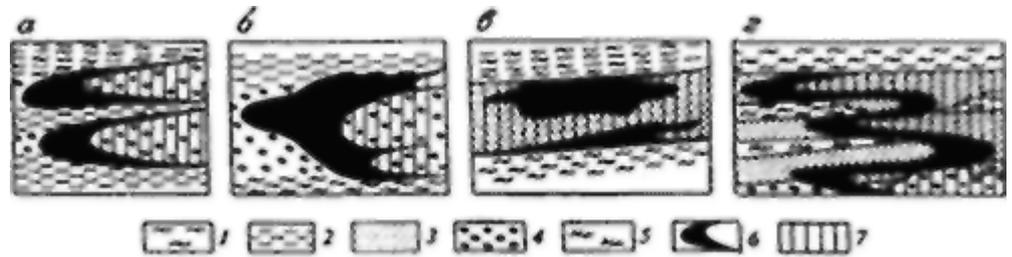


Рисунок 19 - Типичные формы внутри пластовых роллов. По Н.П.

Лавероеу и др.:

а - седловидная, внутри двух сближенных пластов гравелитов; *б* • сложноседловидная, внутри пласта гравелитов; *в* - линзовидная, в боковых частях простого пласта песчаников; *г* • складчатая, внутри сложного неоднородного пласта песчаников: / - алевролиты; 2 - глины; 3 • песчаники; 4 - гравелиты; 5 - песчаные глины; 6 - рудные тела; 7 - зоны пластового окисления.

К инфильтрационным относятся также плиоцен-четвертичные ураноносные месторождения в калькретах. *Калькреты* - это вторичные кавернозные скопления доломита и монтмориллонита, возникшие в засушливых районах в результате испарения восходящих грунтовых вод у поверхности земли. В австралийских калькретах известны залежи ванадиево-урановых (карнотитовых) руд. Рудоносные калькреты достигают распространения на площади $n \cdot 10^5$ км², при мощности около 10 м и среднем содержании U_3O_8 0,15 %.

Зоны окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений

Близповерхностные изменения тел полезных ископаемых, вызванные физико-химическими процессами выветривания, имеют вертикальную зональность, обусловленную зональностью приповерхностных вод (рис. 20). Область циркуляции этих вод подразделяется на три зоны: 1) аэрации, или просачивания, 2) водообмена, 3) застойных вод.

В зоне аэрации происходит окисление минеральных веществ, слагающих тела полезных ископаемых. Ей соответствует *зона окисления*, которая может быть на месторождениях самых различных генетических классов. Степень развития зоны окисления зависит от климата, геоморфологии и тектоники, состава руд и вмещающих пород, их текстурно-структурного облика. Наиболее интенсивно она проявлена в сульфидных месторождениях, где под действием свободного кислорода, растворенного в воде, и углекислоты происходит разложение сульфидов и других сернистых

соединений с образованием серной кислоты и сульфатов, с частичным или полным выщелачиванием рудных компонентов.

Окисление наиболее распространенных сульфидов происходит по схеме:



В условиях карбонатной среды сульфат меди переходит в малахит и азурит $2\text{CuSO}_4 + 2\text{CaCO}_3 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3 + 2\text{CaSO}_4 + \text{CO}_2$; англезит замещается церусситом $\text{PbSO}_4 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{PbCO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$; а сульфат цинка приводит к образованию смитсонита $\text{ZnSO}_4 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{ZnCO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$.

Различные миграционные свойства рудных компонентов обуславливают неодинаковые изменения их концентрации, приводящие либо к новообразованиям промышленных руд, либо к их обеднению. В случае возникновения в процессе химического выветривания труднорастворимых комплексов, концентрации рудных компонентов существенно не изменяются, а происходит лишь изменение фазового состава руд, оказывающего сильное влияние на технологию их переработки.

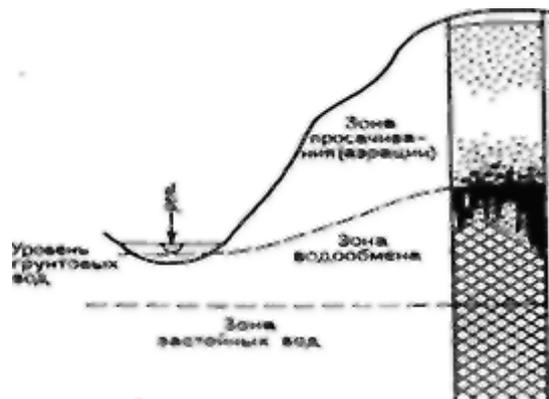


Рисунок 20 - Модель зональности окисления сульфидных рудных тел. По В.И. Смирнову:

Кратко на колонке: точки в верхней части - подзона оксидных руд; белое - подзона выщелоченных руд; жирные точки • подзона богатых оксидных руд; черное - зона вторичного обогащения; в клеточку - зона первичных руд.

В зоне окисления сульфидных месторождений выделяют поверхностный слой, подзоны оксидных, выщелоченных и богатых оксидных руд (см. рис. 20), нередко образующих так называемые *железные шляпы*. Например, медно-колчеданные месторождения могут быть покрыты железной шляпой, иногда с промышленным содержанием золота и серебра. Общая мощность оксидной зоны изменяется от первых до десятков метров, иногда достигая сотни метров. Глубина распространения зоны окисления и зависимость ее от форм рельефа и неотектоники отчетливо выражены,

например, в бортах карьера медно-порфировых месторождений Каджаран, Агарак, Коунрад, Алмалык.

Зона вторичного обогащения, называемая также *зоной цементации*, формируется ниже зоны окисления в восстановительных условиях при переотложении выщелоченных из нее металлов. Она соответствует зоне водообмена (истечения). Возникающие при этом путем замещения вторичные сульфиды и другие новообразования как бы цементируют первичные минералы. Восстановительные условия определяются дефицитом свободного кислорода, наличием гуминовых кислот и других органических соединений, а также первичных сульфидов.

Верхняя граница зоны вторичного обогащения связана с уровнем грунтовых вод. Его временные колебания приводят к перераспределению рудных веществ между зонами окисления и вторичного обогащения, усложняя общую картину зональности в зоне перехода. Еще сложнее нижняя граница зоны вторичного обогащения с зоной первичных руд. В ней за счет халькопирита возникают халькозин и ковеллин: $5\text{CuFeS}_2 + 11\text{CuSO}_4 + 8\text{H}_2\text{O} = 8\text{Cu}_2\text{S} + 5\text{FeSO}_4 + 8\text{H}_2\text{SO}_4$; $\text{CuFeS}_2 + \text{CuSO}_4 = 2\text{CuS} + \text{FeSO}_4$.

Текстуры оксидных руд могут быть унаследованы от первичных и **ВНОВЬ**

приобретенными в процессе выветривания и окисления этих руд. Нередко они встречаются совместно. К новообразованным относятся остаточные текстуры (землистые и брекчиевые) и переотложенные (корковые, полосчатые, натечные, порошковые).

Помимо химических преобразований в приповерхностных частях, у выходов рудных тел, происходит механическое изменение тел полезных ископаемых. При этом может произойти изменение пространственного положения и мощности рудных тел, образование отрицательных или положительных форм рельефа.

Зона вторичного обогащения образовалась на некоторых месторождениях меди, урана, золота и серебра и отдельных участках медно-никелевых месторождений. Она наиболее характерна для медных месторождений различных типов.

Лекция 7. ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Класс осадочных месторождений самый многочисленный. Его месторождения ассоциируют с литологическими формациями, избирательно приуроченными к определенным фациям, отражающими динамику ландшафтных преобразований. Эти преобразования вместе с энергией солнца и положением породного субстрата в глобальных геоструктурах служат энергетическими факторами формирования осадочных месторождений.

В глобальных геоструктурах - на континентах, в океанах и

переходных между ними зонах выделяются характерные терригенные формации и фациальные комплексы различных геодинамических обстановок, и соответствующие им структурно-геоморфологические типы, и связанные с ними формации полезных ископаемых (см. табл. 2.6). По этому признаком рассмотренные стратиформные и россыпные месторождения могли бы относиться также к осадочным образованиям.

Однако стратиформное рудообразование обнаруживает связь с эндогенными процессами, а россыпи не утратили полностью связь с россыпеобразующими рудными формациями и комплексами. В этом классе рассматриваются месторождения, сформировавшиеся в результате экзогенных процессов седиментогенеза и возможных последующих диагенетических и катагенетических изменений осадков и полезных в них образований, не связанных с конкретными их источниками. К таким образованиям относятся месторождения механических и гидрогенных осадков, вулканогенно-осадочные и биогидрогенные месторождения.

Механическая и химическая дифференциация вещества в процессе осадконакопления. Диагенез и катагенез

Седиментогенез - это образование осадка, включающее захват и перенос водными потоками продуктов выветривания в виде механических взвесей, катящихся обломков, растворимых веществ с последующим их осадконакоплением на дне водоемов.

Продукты выветривания, переносимые водными потоками механическим путем, т.е. в нерастворенном виде, осаждаются в определенной закономерной последовательности, обусловленной величиной и формой частиц, их плотностью и изменением энергии потока. Такая сортировка обломочного материала называется *механической дифференциацией*. Первыми, по крупности обломков, прекращают перемещение глыбы и валуны, затем галька, щебень, гравий и песок, далеко уносятся глинистые частицы. При этом происходит также сортировка обломков по форме и плотности. При равных размерах крупные окатанные частицы переносятся донными течениями дальше, чем слабоокатанные.

Мелкочешуйчатые минералы легче переносятся во взвешенном состоянии, чем округлые зерна. Еще более четкое разделение обломков происходит по их плотности. В первую очередь вместе с крупнообломочным материалом выпадают минералы тяжелой фракции. Затем осаждаются мелкообломочный материал с невысокой плотностью частиц. Очень мелкие частицы независимо от плотности уносятся водными потоками и ветрами на большие расстояния. Увеличение скорости потока до определенных значений приводит к возрастанию роли механической дифференциации.

Основная масса обломочного материала сносится в море, где происходит его гранулометрическая сортировка: вблизи береговой линии откладывается

крупнообломочный материал (галечник, гравий и песок), причем от побережья до глубины 20м наблюдается постепенное уменьшение размеров частиц, связанное с регулирующим воздействием волновых движений; далее во внешней части шельфа осаждаются алевритовые частицы, а во внутренней - пелиты (частицы менее 0,01 или 0,001 мм).

Механическая дифференциация в действительности протекает сложнее, поскольку зависит также от особенностей рельефа дна бассейна, его размеров, глубины зоны взмучивания и гидродинамического режима. Реки выносят в бассейны в виде механических взвесей основную массу глинистого материала, большую часть железа, марганца, фосфора, хрома, никеля, кобальта, меди и ванадия. Меньшая часть этих компонентов поступает в водоемы в форме коллоидных растворов.

Химическая дифференциация вещества осуществляется в зонах гумидного и аридного климата, протекая одновременно с механической дифференциацией. Согласно схеме Л.В. Пустовалова, растворенные вещества химически последовательно осаждаются под влиянием изменения рН и Eh морской среды. Вначале должны выпадать в осадок оксиды, затем фосфаты, силикаты, карбонаты и в конце садки - сернокислые и галоидные соли. Эта схема подверглась критике со стороны Н.М. Страхова и других геологов. С учетом сделанных замечаний можно полагать, что такая дифференциация осадочных веществ в полном виде в природе маловероятна, поскольку климатические зоны имеют различную специализацию процессов выветривания. Кроме того, важную роль играет жизнедеятельность морских организмов, определяющих накопление органики, осаждение карбонатов, кремнезема и фосфатов.

В зонах гумидного климата при коагуляции коллоидных растворов происходит осаждение бокситов, железа, марганца, а в зоне аридного климата - меди, свинца и цинка, образующих стратиформные месторождения. С осолонением бассейна здесь связана последовательная садка ангидрита, галита и калийных солей.

Большую роль в осадочном рудообразовании, по мнению Н.М. Страхова, играют диагенетические процессы. Многие рудные образования, входящие в состав осадка, возникают в процессе его диагенеза.

Диагенез - это образование неустойчивого первичного осадка, сильно обводненного и богатого органическим веществом, в осадочную породу. При этом продолжается химическая дифференциация вещества. В верхней оксидной зоне возникают концентрации гидроксидов железа и марганца, а в нижней восстановительной зоне образуются залежи сидерита, силикаты железа, карбонаты марганца, желваковые фосфориты, сульфиды железа, меди, свинца и цинка. Дальнейшее окаменение осадков, связанное с возрастанием давления и температуры, происходит в стадию *катагенеза* и сопровождается отложением из осолоненных растворов флюорита,

целестина, гипса и ангидрита. Твердые органические вещества могут трансформироваться в газ и нефть.

Месторождения механических осадков

К месторождениям механических осадков относят достаточно крупные природные скопления гальки, щебня, гравия, песков и глин, находящихся в благоприятных горно-геологических и инженерно-гидрогеологических условиях. Заметим, что россыпные месторождения наделены всеми признаками месторождений механических осадков, имея с ними много общих условий образования. Для отличия месторождений механических осадков от россыпей их называют обломочными осадочными. Они образовались в результате гранулометрической сортировки обломков водными потоками, ледником и ветром.

В зависимости от форм сортировки и места образования обломочные осадочные месторождения могут быть элювиальными, делювиальными, пролювиальными, аллювиальными, озерными, морскими, флювиогляциальными и эоловыми. Они образуются на платформах и в складчатых областях. По времени формирования выделяют дочетвертичные, древнечетвертичные и современные месторождения. Чем древнее обломочный материал, тем он более уплотнен. Однако качественная характеристика его состава со временем могла существенно улучшиться.

К элювиальным образованиям относятся месторождения дресвы и песка, представляющие собой продукты физического выветривания различных горных пород. Дресва состоит из неокатанных обломков размером от 1 до 10 мм, а песок представлен крупной разновидностью с диаметром от 0,5 до 1 мм.

Делювиальные и пролювиальные отложения представлены всеми видами обломочных пород. С аллювиальными, озерными, морскими и ледниковыми образованиями связаны месторождения гравия, песков и глин. Среди эоловых отложений полезными могут быть пески и лёсс.

Обломочные осадочные месторождения служат источником получения сырья для строительных материалов.

Месторождения гидро генных осадков

Гидрогенные осадки формируются на дне водоема в результате химического осаждения минеральных веществ из истинных и коллоидных растворов и могут представлять собой полезные ископаемые. Их месторождения называют также хемогенными или химическими. При образовании таких месторождений часть веществ осаждается из механических взвесей. Осадки из истинных растворов слагают месторождения различных минеральных солей, гипса, ангидрита, боратов, барита и целестина. В процессе коагуляции коллоидных растворов и осаждения тонкодисперсных взвесей возникают месторождения бокситов, железных и марганцевых руд.

Месторождения - производные истинных растворов - образуются в аридном климате при засолонении лагун и других прибрежных морских бассейнов, когда происходит интенсивное испарение, преобладающее над осаднением. Как известно, морская вода имеет среднюю соленость 3,5 %, что составляет 35 г солей на 1 л, и представляет собой истинный раствор в основном хлоридных, сернокислых и углекислых соединений натрия, калия, магния и кальция, на долю которых приходится 3,05 %. Привносимые с притоком воды из моря через узкие проливы (горловины) и барьерные рифы (рис. 21) растворенные минеральные вещества при постоянном объеме воды в лагуне увеличивают концентрацию раствора, доводя ее до перенасыщения. И тогда сезонные колебания температуры приводят к осаднению из него значительной части минеральных веществ, называемых *эвапоритами*. Такие морские бассейны формируются при медленном тектоническом опускании прибрежных участков.

Осаждение минеральных веществ в солеродных бассейнах происходило в последовательности, обратной их растворимости. При достижении солености 15 % осаждаются карбонаты кальция и магния с последующим диагенетическим преобразованием их в кальцит и доломит. В интервале солености 15-27 % выпадал в осадок гипс. При дальнейшем повышении концентрации в осадок переходили глауберит, гейлюсит, мирабилит и тенардит, сода, астраханит и начинали формироваться толщи галита (рис. 22).

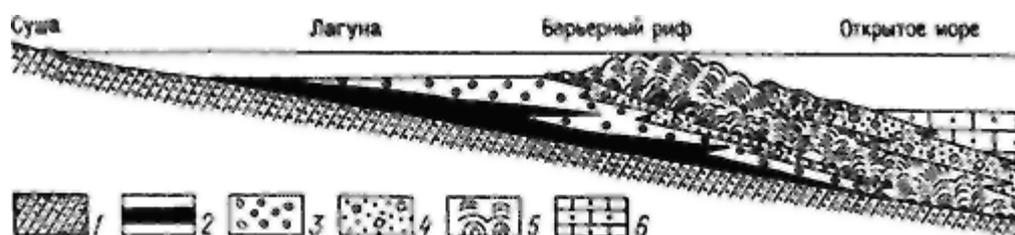


Рисунок 21 - Условия образования галогенной гипсовой формации. Австралия. По Л.Д. Стюарту;

1 - цоколь; 2 - битуминозные доломиты; 3 - гипсы; 4 - рифовая брекчия; 5 - риф (строматолиты); 6 - известковые песчаники.

В результате полного испарения воды происходила садка сильвина - KCl , бишофита - $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ и других солей калия и магния. Они могли сохраниться, т. е. перейти в ископаемое состояние в случае перекрытия их слоем водонепроницаемых пород.

Эвапоритовые месторождения могут быть представлены ископаемыми залежами минеральных солей или связанными с ними подземными соляными водами и рассолами, природными соляными рассолами и

залежами минеральных солей в современных морских или континентальных бассейнах.

Ископаемые залежи минеральных солей достигают мощности нескольких сот метров. Такие мощные залежи формировались в длительно развивавшихся краевых прогибах и во впадинах фундамента и чехла платформ. Максимумы солеобразования приходились на позднюю стадию тектонических этапов.

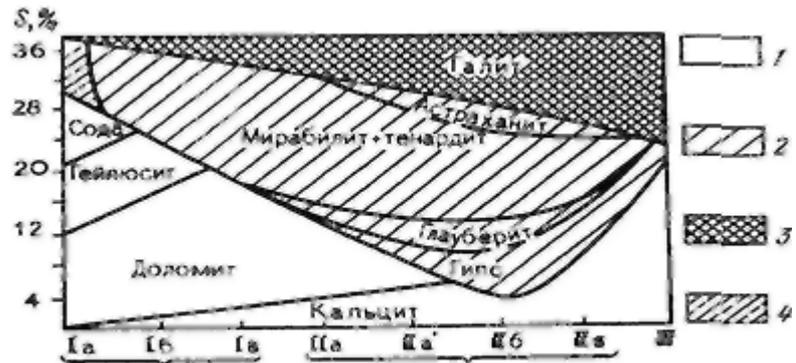


Рисунок 22 - Схема галогенеза в современных озерах засушливой зоны. По Н.М. Страхову:

Ia - сильно содовые, *Iб* - умеренно содовые, *Iв* - слабо содовые; сульфатные образования: II а - натриево-магниевые, II а - магниево-натриевые, II б - натриево-магниево-кальциевые. II в - магниево-кальциевые, III - хлоридные озера. Стадии:

1 - карбонатная, 2 - сульфатная, 3 - хлоридная, 4 - сульфатные образования с большой примесью сульфатов натрия.

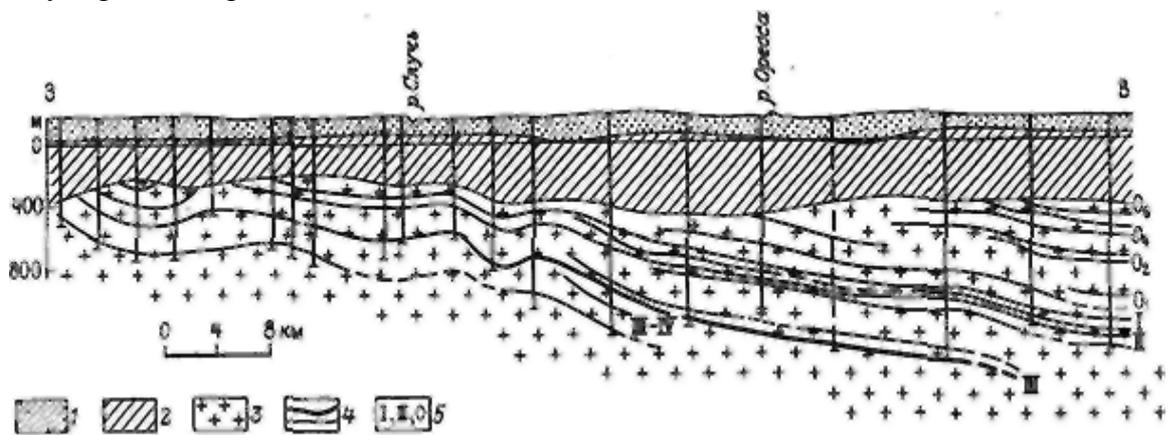


Рисунок 23 - Схематический разрез соленосной формации Припятского прогиба. По И.И. Зеленцову:

1 - мезокайнозойские отложения; 2-4 - верхнедевонские отложения: 2 - глинисто-мергелистый горизонт, 3 - соленосный горизонт, 4 - пласты калийных солей; 5 - индексы пластов.

Крупные месторождения калийных солей сформировались в позднедевонское время. На территории Республики Беларусь они приурочены к Припятскому прогибу (рис. 23). Это месторождения Старобинское и Петриковское.

Самым солепродуктивным явился пермский период, когда на завершающей стадии герцинского этапа сформировались уникальные месторождения калийных солей на западном склоне Урала (Верхнекамское и Соликамское), каменной соли в Донбассе (Славяно-Артемовское).

Соляные тела имеют пластовую, пласто- и линзообразные формы, чаще горизонтальное или слабонарушенное залегание, реже складчатое. Соленосные залежи распространяются на площадях в десятки и даже сотни квадратных километров, достигая мощности 800-1000 м. Однако мощность продуктивных соленосных горизонтов составляет первые метры. Во многих областях развита солянокупольная тектоника. Ядра соляных куполов представлены вертикально вытянутыми, иногда на несколько километров, штоками сложной формы.

Шток представляет собой соляной массив цилиндрической формы, высота которого значительно больше его диаметра. На поверхности они имеют округлую или овальную форму и размеры $p \times 10 \text{ км}^2$. Только в Прикаспийской низменности известно более 300 соляных куполов и штоков пермского возраста.

Состав солей на многих месторождениях комплексный: совместно залегают пласты каменной, калийной и магниевой хлоридных солей, иногда на толщах ангидритовых и гипсовых пород. Месторождения ископаемых солей иногда содержат в значительных количествах бор. В карбонатных толщах образовались пластовые залежи барита.

Месторождения подземных соляных вод и рассолов известны в районах развития ископаемых солей. В России это в основном источники хлоридных вод, например, рассолы, выкачиваемые из недр Верхнекамского соляного бассейна. Из рассолов получают поваренную соль. Попутные полезные компоненты - хлористый кальций, магний, йод, бром.

Современные морские соляные месторождения приурочены к мелководным лагунам, заливам и лиманам, постепенно утрачивающим связь с морем и находящимся в зоне жаркого и сухого климата. Соли находятся в растворах и рассолах, а также образуют донные залежи выпавших из них твердых солей. Примером служат лиманы Крыма, Сиваша, залив Кара-Богаз-Гол, обеспечивающий потребности различных отраслей промышленности в тенардите - Na_2SO_4 и мирабилите - $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

Континентальные соляные месторождения возникают в процессе выщелачивания подземными водами ископаемых солей, при последующем выносе и отложении их в бессточных озерах. В странах СНГ пояс соляных (хлоридных, сульфатных и содовых) озер протягивается в широтном направлении от устья р. Дунай до Забайкалья. В соляных водах некоторых озер содержатся йод и бром, а в поверхностной и межзернистой рапе литий.

Среднее содержание лития в рапе составляет 0,015 %, доля в мировых запасах 43,4 % и добыче 49 %. В озере Сильвер-Пик (США) содержание лития 0,04 %. Запасы оценивают в 3,5 млн. т.

Месторождения - производные коллоидных осадков - образовались в результате выноса поверхностными и фунтовыми водами с водозаборной площади, находившейся в зоне гумидного климата, рудных компонентов в форме тонких взвесей, коллоидных и истинных растворов и последующего их отложения в водных бассейнах. Таким путем сформировались месторождения бокситовой, железорудной и марганцевой формаций.

Благоприятными для бокситов исходными рудопродуцирующими породами являются кислые и щелочные породы, а для железа и марганца - основные. Алюминий переносится в форме гидроксида в кислых ($\text{pH} < 4$) или сильно щелочных ($\text{pH} > 9,5$) растворах и выпадает в осадок первым. Вслед за ним осаждаются гидроксиды железа и марганца. Для этих руд характерно оолитовое строение.

Оолиты - это мелкие (0,1-1 мм, иногда до 2-4 см) шаровидные или эллипсоидальные образования, обладающие концентрически-слоистым строением. Далее от береговой линии бассейна в сторону распространения глубоководных осадков при pH 4-6 осаждаются силикаты железа (шамозит и тюрингит) и манганит - $\text{MnO}_2 \blacksquare \text{Mn}(\text{OH})_2$, еще далее в условиях нейтральной среды образуются сидерит - FeCO_3 и родохрозит - MnCO_3 . Разложение органических веществ без доступа кислорода протекает с выделением H_2S . В этих условиях образуются сульфиды железа - пирит и марказит.

Бокситовая формация. Осадочные месторождения бокситов по условиям образования подразделяются на платформенные и складчатые, а по минеральному составу - на диаспоровые, бемит-диаспоровые и гиббситовые, или гидраргиллитовые. Платформенные месторождения залегают в терригенных толщах и представлены в основном гидраргиллитовыми разностями, а складчатые месторождения приурочены к карбонатным породам и сложены пластообразными бокситами диаспорового и бёмит-диаспорового состава. Бёмит и его кристаллическая форма - диаспор имеют одинаковый состав - $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, гиббсит (гидраргиллит) - $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

Платформенные месторождения бокситов - это преимущественно озерно-болотные образования, развитые в краевых частях синеклиз в эрозионно-тектонических депрессиях, зонах сочленения платформ со складчатыми структурами. Такие месторождения ран некаменноугольного возраста расположены на северо-западной окраине Московской синеклизы: (Тихвинские и Северо-Онежские группы месторождений).

Месторождения бокситов складчатых областей формировались в мелководных морских фациях в период перерыва осадконакопления. Пласты бокситов залегают выше поверхности несогласия; вместе с вмещающими толщами карбонатных пород они подверглись тектоническим дислокациям. Такие месторождения известны в Северо-Уральском бокситовом районе -

Красная Шапочка, Кальинское, Черемуховское и др. Часто бокситы залегают в понижениях закарстованной поверхности известняков (о. Ямайка).

Железородная формация. Осадочные месторождения железных руд могут быть аллювиальными, дельтовыми, лиманными и прибрежно-морскими. По минеральному составу выделяют оксидные, карбонатные и силикатные руды. Эти месторождения имеют большую площадь распространения пластовых руд: десятки километров в длину и несколько километров в ширину, при мощности пластов в десятки метров.

Осадочные месторождения железных руд формировались в различные геологические эпохи. Месторождения железистых кварцитов (Кривой Рог, КМА, Верхнее Озеро в США) образовались за счет метаморфизма докембрийских осадочных образований. Несколько эпох образования осадочных месторождений отмечено в фанерозое. Самой продуктивной является олигоцен-четвертичная эпоха экзогенного рудообразования. Только в Западно-Сибирском палеогеновом железорудном бассейне учтено 700 млрд. т прогнозных ресурсов с содержанием железа 30-40 %. В неогене образовались платформенные месторождения Керченского, а в позднем мелу Аятского (Тургайский прогиб) бассейнов.

Осадочные континентальные месторождения представлены гидротермическими, бобово-оолитовыми озерно-болотными рудами различного состава: известны юрские мелкие месторождения в Тульской и Липецкой областях, довольно крупные олигоценные аллювиальные месторождения в Тургайском прогибе в Казахстане (Лисаковское, Октябрьское, Шиелинское). Такие руды продолжают формироваться в настоящее время.

Марганцевая формация. Осадочные месторождения марганцевых руд по сравнению с оксидными железными рудами смещены в сторону глубоководной зоны. Это объясняется большей подвижностью марганца, по сравнению с железом. Однако площадь распространения марганца меньше. Месторождения марганца связаны с глинисто-карбонатными формациями и характеризуются многослойным строением рудоносных толщ. Марганцевые рудные тела по размерам почти на порядок меньше железорудных, они также имеют пластовую, пластообразную и линзовидную формы и различный минеральный состав. Выделяют оксидные, гидроксидные, карбонатно-оксидные марганцевые и оксидные железомарганцевые руды.

Наиболее важное практическое значение имеют оксидные и гидроксидные руды, сформировавшиеся в олигоценное время (месторождения Никопольское и Больше-Токмакское на Украине и Чиатурское в Грузии). Отметим, что самые крупные в мире олигоценные осадочные месторождения с запасами марганца в *n* млрд. т находятся в северном полушарии, протягиваясь в виде субширотной полосы из Болгарии через Украину, Кавказ, Закаспий, Восточную Сибирь вплоть до Камчатки, не подчиняясь ни характеру тектонических структур, ни

палеогеографическим особенностям территорий.

Глубоководные железомарганцевые конкреции. В последние десятилетия все большее внимание исследователей уделяется изучению глубоководных железомарганцевых образований, возникающих на дне современных океанов в рифтовых зонах и на склонах поднятий, на глубине от 0,8-4,2 до 6 км. Они представляют собой конкреции и рудные корки. Конкреции имеют сферическую, лепешковидную, желваковую, гроздевидную и плитчатую формы размером в поперечнике 1-10 см. Толщина рудных корок на подводных вулканитах 2-3 см. Хотя среднее содержание марганца в конкрециях составляет около 18,6 %, а железа - свыше 12 %, основной практический интерес в них представляют другие металлы (%): кобальт 0,27, никель 0,66, медь + никель 1,12. Концентрация таких конкреций на глубине 4270 м достигает 10 кг/м².

Средние содержания марганца, никеля + меди в конкрециях Тихого океана выше соответственно в 1,42 и 2,36 раза, чем в конкрециях Атлантического океана и в 1,12 и 1,5 раза, чем в конкрециях Индийского океана.

В океанических конкрециях обнаружено около 60 химических элементов. В конкрециях, содержащих 0,5 % кобальта, отмечаются наиболее высокие содержания Tl, V, Y, Zr, La, Ce, Pb, Sr и P, а в конкрециях с суммой никеля и меди более 1,8 % - высокие концентрации Mo, Sc, Cr и Zn. Прогнозные ресурсы железомарганцевых конкреций составляют триллионы тонн. Формирование железомарганцевых конкреций происходило в течение всего четвертичного периода.

Россыпные месторождения

Россыпные месторождения представляют собой практически значимые скопления ценных минералов в обломочных породах, производных механических осадков. Такие месторождения могут быть генетически связаны с геологическими либо рудными формациями и комплексами, служившими источниками полезных компонентов. В россыпях в основном накапливаются минералы тяжелой фракции, химически устойчивые в окисдных условиях и обладающие достаточной механической прочностью, препятствующей их чрезмерному истиранию или измельчению.

Наиболее важное промышленное значение имеют россыпные месторождения золота, платины, касситерита, колумбита и танталита, циркона и монацита, ильменита и рутила, алмазов и других драгоценных камней. Известны также россыпи киновари, вольфрамита и шеелита, которые из-за хрупкости этих минералов характеризуются небольшими размерами. Они формируются непосредственно около россыпеобразующего источника.

Типы и механизм образования россыпей, россыпеобразующие формации и комплексы

В зависимости от форм перемещения обломочного материала, места его отложения и особенностей концентрации в нем тяжелых минералов выделяют следующие основные типы россыпей: 1) элювиально-делювиальный; 2) аллювиальный; 3) литоральный; 4) ледниковый; 5) эоловый. Самые распространенные и значительные по размерам - аллювиальные россыпи подразделяют на косовые, русловые, долинные, террасовые и дельтовые. Россыпи, залегающие под толщей осадков более позднего образования, называются *погребенными*. Обычно это *древние* дочетвертичные образования, нередко подвергшиеся процессам диагенеза, катагенеза и даже метаморфизма. Россыпи, связанные с эрозией и формами рельефа четвертичного периода, называются *современными*.

Механизм образования россыпей всех типов обусловлен гравитационной и механической дифференциацией различных по крупности и форме обломков пород, по плотности ценных минеральных агрегатов и зерен в процессе их перемещения, вызванного действием силы тяжести, водных потоков, ледника, гидравлического удара морской волны и ветра. При этом происходит истирание и скатывание обломков и минеральных зерен и упорядоченное распределение их в россыпи по размерам, морфологии и плотности. Каждый тип россыпей имеет свои особенности образования.

Элювиально-делювиальный тип россыпей формируется в условиях расчлененного рельефа и представлен пространственно сопряженными либо незначительно разобщенными элювиальными и делювиальными образованиями. Первые из них образуются непосредственно на месте разрушения рудоносных пород и могут представлять собой либо рудные развалы, либо обогащенный в процессе выветривания обломочный покров.

Сползая по склону, обломочный материал сортируется, образуя на понижениях склонов и у подножия делювиальные россыпи. Смежное положение рассмотренных россыпей и общность образующих их рудных или геологических формаций и комплексов позволяют рассматривать эти россыпи как единые элювиально-делювиальные месторождения. Примерами служат россыпи хромитов (Урал, Камчатка, Япония), корунда (Семиз-Бугу, Казахстан), касситерита (Якутия, Чукотка и Забайкалье), золота (Восточная Сибирь), колумбита (Нигерия, Плато Джос), монацита (штат Каролина в США), алмазов (Якутия, Южная Африка), вольфрамита (Чулун-Хуриэтэ в МНР). Обычно эти россыпи характеризуются ограниченными размерами, крупной фракцией ценных компонентов и высоким их содержанием. Располагаясь на площади рудных месторождений или вблизи, они служат их прямым поисковым признаком.

Аллювиальный тип россыпей имеет исключительно важное промышленное значение в связи с широким площадным распространением как современных, так и древних погребенных россыпей золота, платины, касситерита, ильменита, рутила, алмазов и других ценных минералов. Этот

тип россыпей, характеризующихся большой протяженностью, иногда на десятки километров, связан с деятельностью рек: размывом (эрозией), переносом и аккумуляцией материала. В результате неоднократного понижения базиса эрозии и врезания рек последовательно образуются русловые, долинные, террасовые и дельтовые россыпи. Они формируются при определенном соотношении скорости потока и фракционного состава аллювия. При этом происходит его расслоение по размеру, морфологии и плотности обломков. Ценные минералы накапливаются в нижних частях аллювия, в особенности на плотике.

Плотик - это основание россыпи (рис. 24). Его поверхность может быть ровной, неблагоприятной для концентрации ценных минералов, или ребристой, способствующей задерживанию тяжелой минеральной фракции, или закарстованной с гнездовым скоплением полезных минералов. Иногда за плотик ошибочно принимают глинисто-илистые отложения или скопления крупно-обломочного материала. Такой плотик ложный.

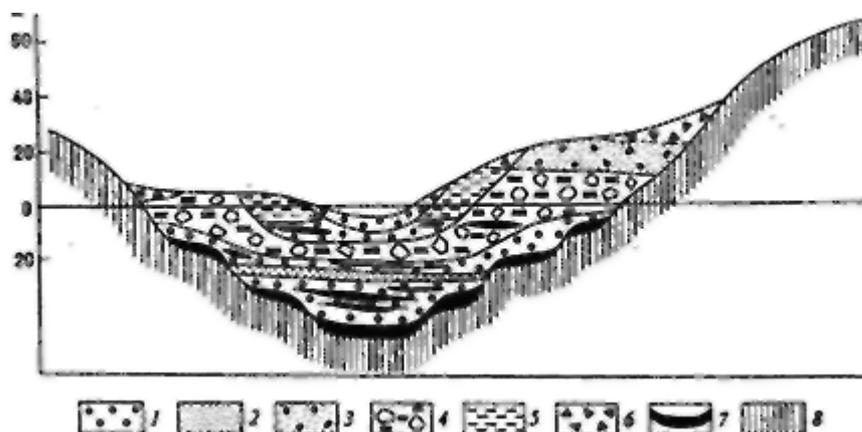


Рисунок 24 - Схематический разрез погребенной аллювиальной россыпи золота. По Ю.П. Казакевич:

1 - галечники; 2 - пески; 3 - пески с обильной галькой; 4 - морена; 5 - илы; 6 - щебенистые отложения; 7 - золотоносный пласт; 8 - коренные породы.

Залегающие на плотике валунно-галечные отложения с примесью песчано-глинистого материала и ценных минералов в промышленно-значимых концентрациях называются *песками*. Мощность песков изменяется от десятых долей метра до нескольких метров. Пески перекрываются так называемыми *торфами*, представляющими собой обедненные ценными минералами песчано-глинистые осадки. Общая мощность аллювиальных россыпей достигает 20 м и более.

Литоральный тип россыпей формируется в прибрежно-морских условиях между линиями прилива и отлива или в зоне прибоя. Россыпи сложены хорошо отсортированным материалом и могут содержать в промышленных концентрациях равномернозернистые окатанные зерна ильменита, магнетита, рутила, монацита, циркона и касситерита. Известны

также прибрежно-морские россыпи алмазов (Намибия), золота и платины (Аляска). Особенность россыпей этого типа - большая их протяженность в виде узких линз вдоль береговой линии, достигающая иногда сотни километров, при мощности продуктивных линз всего лишь около 1 м.

Ледниковый тип россыпей связан с переносом и отложением обломочного материала двигавшимся льдом и последующим перемерывом этого материала. Практическое значение гляциальных россыпей невелико. Известны золотоносные, алмазоносные морены в США. При перемерыве моренных отложений образовались месторождения формовочных песков, золота и платины.

Эоловый тип россыпей образуется вдоль морских побережий и в пустынях при переветывания песков. Примером являются эоловые россыпи алмазов в Намибии.

Россыпеобразующие формации и комплексы могут быть геологическими и рудными. В первом случае акцессорные минералы горных пород, подвергшихся физическому и химическому выветриванию, образовали концентрации ценных минералов в россыпи. Во втором - выветриванию подверглись рудные (коренные) образования. Связь с определенными рудными формациями и комплексами отчетливо проявлена на россыпях элювиально-делювиального типа.

Аллювиальные россыпи могут формироваться на очень большом удалении от продуцирующих их формаций с полной утратой связи с ними. Источником ценных минералов литоральных россыпей могут быть аллювиальные образования прибрежных рек, делювий морских берегов и волноприбойный обломочный материал. Россыпеобразующие формации иногда проявлены выходами рудных жил в клиффе. Еще сложнее связь ледниковых и эоловых россыпей с образующими их формациями. Она устанавливается косвенно: по качественному составу ценных минералов, габитусу их кристаллов, элементам-примесям и ряду других признаков.

Роль геоморфологии, тектоники, климата и гидрографии в формировании россыпей

Помимо геологических и рудных формаций и комплексов, питающих россыпи обломочным материалом и ценными минералами, большое влияние на процессы россыпеобразования оказывают геоморфологические, тектонические, климатические и гидрографические факторы.

Благоприятным геоморфологическим условием формирования россыпей в бассейнах рек является средне- и мелкогорный рельеф, когда в результате эрозионной деятельности рек создаются оптимальные для россыпеобразования равновесные продольные и поперечные профили. Каждому понижению базиса эрозии реки соответствует эрозионный цикл. Вначале интенсивно углубляется русло реки, практически с полным выносом материала, затем начинает преобладать боковая эрозия,

сопровождая сортировкой осадков и образованием россыпей. В дальнейшем продольный профиль реки выравнивается и эрозионная деятельность затухает.

В соответствии с характером эрозионной деятельности выделяются три зоны: 1) углубления долин, 2) расширения долин, 3) зрелых долин. В первой из них встречаются лишь террасовые россыпи, во второй - разнотипные аллювиальные образования, в третьей - русловые и долинные россыпи.

При последующих эрозионных циклах происходит переотложение материала и формирование новых россыпей, дополнительно обогащенных ценными минералами от размыва предшествующего цикла. Причем зона зрелых долин старого цикла смещается к истокам реки нового цикла (рис. 25). Формирование литоральных россыпей протекает интенсивнее в условиях расчлененного прибрежно-морского рельефа с многочисленными каньонообразными долинами рек.

Россыпи гляциального типа - образования редкие. Они связаны с ледниковыми формами рельефа. Эоловые россыпи морских побережий залегают в различных по форме дюнах.



Рисунок 25 - Геоморфологическая зональность. По В.И. Смирнову:

Зоны: I - зрелых долин нового цикла; II - расширения долин, III - углубления долин, IV - зрелых долин старого цикла.

На геоморфологию (рельефообразование) определяющее влияние оказывают тектонические и климатические процессы. Изменение базисов эрозии повторяемость эрозионных циклов обусловлены тектоническими блоковыми перемещениями, в особенности вертикальными. При интенсивном поднятии блоков формировались аллювиальные россыпи, а при постепенном их опускании и трансгрессии моря возникали прибрежно-морские россыпи. С цикличностью эрозионно-аккумулятивных процессов связано омолаживание и обогащение россыпей.

Климатические условия определяют интенсивность и соотношение физического и химического выветривания. В зонах холодного климата, резких перепадов суточных температур и распространения многолетней мерзлоты преобладает физическое, главным образом морозное, выветривание с образованием грубообломочного материала, с последующим его истиранием и грануляцией в процессе переноса речными потоками и обособлением ценных минералов в аллювиальных россыпях.

Наиболее благоприятной для их формирования является зона умеренного климата, сочетающая физическое и химическое выветривание. В гумидных зонах с муссонным климатом, где интенсивно происходит химическое выветривание, сначала образуются коры выветривания, обогащенные ценными минералами. Затем в случае их размыва и переотложения обломочного материала могут образоваться прибрежно-морские, реже аллювиальные россыпи.

Гидрографические и гидрогеодинамические условия оказывают влияние на процессы переноса и отложения обломочного материала. С сезонными колебаниями величины стока рек связывают перемыв обломочного материала и образование аллювиальных россыпей.

Гидрогеодинамический фактор, обусловленный приливами и отливами, морскими течениями, различной плотностью воды, морфологией морского дна, преобладающим направлением ветра, влияет на формирование прибрежно-морских россыпей.

Морфология, размеры и минеральный состав россыпей алмазов, золота, ильменита и рутила

Россыпные месторождения отличаются от коренных приповерхностным залеганием и относительно простой морфологией продуктивных залежей, позволяющих их разрабатывать дражным, экскаваторным, бульдозерным или другим экономически эффективным способом.

Не менее важной особенностью россыпей является простой состав ценных минералов, извлечение которых осуществляется в большинстве случаев дешевым и высокопроизводительным гравитационным способом без предварительного измельчения обломочного материала. Наибольшее практическое значение и высокую ценность имеют россыпи алмазов и золота, а также ильменита и рутила.

Россыпи алмазов образовались в результате интенсивного физико-химического выветривания алмазодержащих кимберлитовых и лампроитовых, трубчатых и жилообразных тел, последующих процессов размыва, переноса и отложения продуктов выветривания.

Известны элювиальные, делювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские россыпи алмазов. Элювиальные россыпи залегают непосредственно

на алмазоносных телах. От них в виде шлейфов по склонам водотоков спускаются делювиальные россыпи и далее по речной гидросети развиваются аллювиальные россыпи. При транспортировке материала алмазы, как самые твердые минеральные образования, меньше всего подвергаются разрушению. Их концентрации увеличиваются в нижних частях россыпей и падают по мере удаления от кимберлитовых и лампроитовых трубок. Известны древние ископаемые россыпи алмазов (Витватерсранд, ЮАР), в которых обломочный материал сцементирован и превращен в твердую породу, и современные россыпи, сложенные рыхлыми образованиями.

Промышленное содержание алмазов изменяется от 0,05 до 1 кар. в 1 м³ песков. Метрический карат соответствует 200 мг. Спутниками алмазов являются пироп, ильменит, рутил, циркон, магнетит, хромдиопсид, перовскит, шпинель и др.

Золотоносные россыпи, как и алмазоносные, также могут быть элювиальными, делювиальными, аллювиальными и литоральными. Самые распространенные и значительные по размерам аллювиальные россыпи. В России имеются россыпи золота всех типов. Они находятся в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Широко известны россыпи бассейна

Бодайбо (Ленский район), представляющего собой глубоко расчлененное низкогорье. Падение тальвега р. Бодайбо изменяется от 2 м/км в нижнем течении, до 18 м/км в верховье. Россыпи залегают на террасах и в глубоких тальвегах. Длина террасовых россыпей сотни метров.

Наибольшую промышленную ценность представляют погребенные россыпи. По гранулометрическому составу и окатанности выделяются галечные, валунно-галечные и щебенистые пласты (рис. 26). В первых двух повышенные концентрации золота связаны с глинистым материалом; в щебенистых пластах они приурочены к их нижней части.

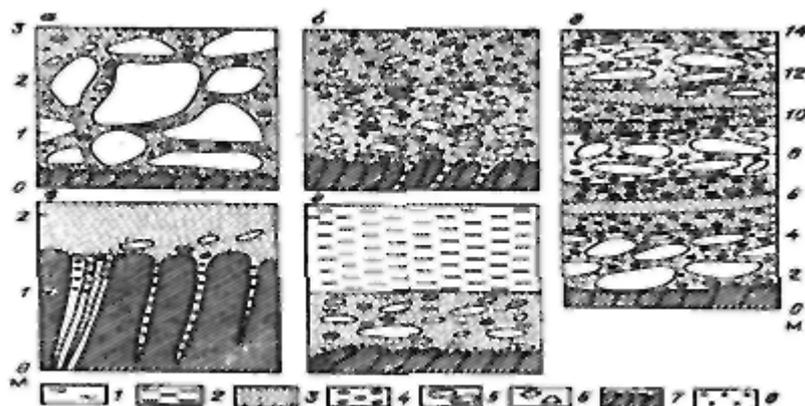


Рисунок 26 - **Типы** золотоносных пластов. По К Синюгиной:

а - галечно-валунный пласт, *б* - щебенистый пласт, *в* - концентрация золота в трещинах плотика, *г* - надплотиковая концентрация; *д* - многослойные галечно-валунные пласты; / - глины; 2 - ил; 3 - пески; 4 — галька; 5 - валуны; 6 - гребни; 7 - коренные породы; 8 - золото.

Россыпи ильменита и рутила являются основным источником получения титанового сырья. Главное промышленное значение имеют прибрежно-морские ильменит-рутил-цирконовые россыпи, а также континентальные (аллювиальные и аллювиально-делювиальные) россыпи ильменита. В России преобладают древние погребенные россыпи мезокайнозоя. Современные прибрежно-морские россыпи крупных размеров распространены в Австралии, а также на восточном побережье Камчатки, на побережьях Балтийского, Черного и Азовского морей. Эти россыпи пока не находят практического использования.

Россыпи формировались на платформах при денудационно-аккумулятивных процессах: прибрежно-морские в период трансгрессии моря, а континентальные россыпи в условиях регрессирующих морей. Прибрежно-морские россыпи представляют собой пластообразные переслаивающиеся залежи песков мощностью в десятки метров, протяженностью многие километры при ширине в сотни метров. По составу они кварцевые. Полезные минералы - ильменит, рутил, лейкоксен, циркон с размером основной массы зерен 0,05-0,15 мм. Содержание титановых минералов изменяется от $n \cdot 10$ до $n \cdot 100$ кг/м³. Такие россыпи известны в бассейне р. Соматкань (Украина).

Континентальные россыпи ильменита связаны с перемывом коры выветривания, развитой на ультраосновных и основных массивах и содержащей зерна ильменита. Россыпи формируются в долинах рек. Продуктивные тела имеют форму лентовидных извилистых залежей с горизонтальной или косой слоистостью, сложенных кварцем, полевым шпатом и каолинитом. Содержание ильменита до 100-200 кг/м³. Примером служит Иршанская аллювиальная россыпь.

Россыпи других ценных минералов: платины, касситерита, вольфрамит, танталита и колумбита, монацита и пироклора во многих районах земного шара уже отработаны.

Россыпи платиновых минералов ассоциируют с дунитами и другими ультраосновными породами, слагающими обширные по площади массивы в гранулитогнейсовых и зеленокаменных поясах, во внутриплитных рифтах, трапповых провинций и зонах активизации. Известны элювиальные, делювиальные и наиболее продуктивные аллювиальные россыпи Среднего Урала.

Оловоносные россыпи в ряде стран до сих пор имеют важное промышленное значение. Они образовались за счет выветривания пегматитовых, грейзеновых и гидротермальных месторождений олова. Известны континентальные и прибрежно-морские россыпи. Элювиальные и делювиальные россыпи формировались в зонах гумидного климата. Мощность их достигает $n \cdot 10$ м. Среднее содержание касситерита составляет от 0,5 до 6 кг/м³. Совместно с касситеритом встречаются вольфрамит,

шеелит, киноварь, циркон, золото, магнетит, топаз и турмалин. Аллювиальные россыпи характеризуются меньшими значениями мощности и содержания касситерита. Современные россыпи этих типов известны на Чукотке (Пыркаайский рудный узел), в Якутии (многоярусная россыпь - Тенкели), в МНР (Модото).

Среди прибрежно-морских россыпей, распространенных в Юго-Восточной Азии, все большее значение приобретают россыпи погруженных на морское дно речных долин, вдающихся в море на 5-15 км от береговой линии.

Россыпи вольфрамита, побнерита, шеелита, танталита и колумбита имеют ограниченные размеры, что объясняется способностью кристаллов этих минералов при переносе к переизмельчению, т.е. к переходу в неизвлекаемые шламовые формы. Делювиально-аллювиальные вольфрамовые россыпи распространены на жильных и штокверковых рудных полях Центрального Казахстана, Забайкалья и в Приморском крае.

Россыпи танталита, колумбита и пирохлора аналогичного типа известны в Нигерии, Заире и Бразилии. Прибрежно-морские россыпи монацита, содержащего редкие земли, распространены в КНДР, Индонезии, Индии и Бразилии.

Лекция 8. МЕТАМОРФОГЕННАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Метаморфогенное рудообразование, начиная со второй половины XX в, вызывает возрастающий интерес как со стороны геологов, так и специалистов по технологии добычи и переработки полезных ископаемых. Это объясняется, главным образом, уникальностью метаморфогенных месторождений, например, железа, золота и урана, и адекватными гигантскими размерами горнодобывающих производств, позволяющими снижать качественные кондиционные параметры и соответственно вовлекать в отработку запасы руд, ранее считавшиеся непромышленными.

Метаморфогенные месторождения образовались в эндогенном режиме в абиссальной и ультраабиссальной зонах земной коры под действием высоких температуры и давления, а также минерализованных растворов. Согласно Я.К. Белевцеву, класс метаморфогенных месторождений подразделяется на три подкласса: метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические. Метаморфизованные месторождения сформировались в результате метаморфической перекристаллизации исходных пород, обогащенных рудными компонентами, и полезных минеральных скоплений. Метаморфические месторождения связаны с перегруппировкой и новообразованиями минералов в горных породах, подвергшихся метаморфизму. К ультраметаморфическим месторождениям относятся редкометалльные граниты, редкометалльно-редкоземельные иногда ураноносные альбититы, редкометалльные, мусковитовые,

хрусталеносные и керамические пегматиты, месторождения золота, меди и ртути в березитах и лиственитах, рассмотренные нами в соответствующих генетических классах.

Условия образования и геологическое положение метаморфических и метаморфизованных месторождений

Метаморфогенные месторождения широко распространены на щитах и кристаллических основаниях древних платформ, сложенных метаморфическими формациями пород. Изначально, до регионально-метаморфических преобразований, эти формации представляли собой вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные толщи пород.

Процессы регионального метаморфизма, протекавшие в докембрии в течение более 3 млрд. лет, были обусловлены интенсивными, не имеющими себе равных в последующие геологические эпохи, проявлениями тепловых потоков Земли и вулканизма. Образование метаморфогенных месторождений происходило на всех докембрийских континентах при температурах от 100 до 850 °С. По этому фактору метаморфогенные месторождения делятся на три группы: фаций низких (от 100 до 450 °С); средних (450 - 650 °С) и высоких (600 - 850 °С) температур.

Фациям низких температур отвечают дозеленосланцевая и зеленосланцевая фации, средних температур - эпидот-амфиболитовая подфация и высоких температур - амфиболитовая и гранулитовая фации.

Помимо высокой температуры и соответствующего глубине геостатического давления важную метаморфизирующую роль играли химически активные растворы и флюиды, состоявшие из воды, углекислоты, сероводорода, галогенов и комплексных ионно-молекулярных соединений. Растворы и флюиды находились в неравновесном с вмещающими породами физико-химическом состоянии, что обусловило их рудную минерализацию.

Метаморфизованные месторождения по составу исходных пород и первичных рудных образований объединяются в три группы: осадочные, вулканогенные и магматогенные.

Рудные вещества метаморфизованных месторождений первоначально длительно накапливались при вулканогенно-седиментационных процессах. Последующие растворение и перекристаллизация исходных пород привели к метаморфической дифференциации в них рудных минеральных компонентов. Это позволяет считать метаморфизованные месторождения полихронными и полигенными образованиями. Рудные тела этих месторождений представляют собой пластовые, иногда стратиформные залежи.

Все три группы метаморфизованных месторождений являются производными регионального метаморфизма. В группе осадочных метаморфизованных месторождений, кроме того, могут быть выделены месторождения, сформировавшиеся в результате контактового

метаморфизма. Наибольшее практическое значение имеют регионально-метаморфизованные месторождения. Они образуются в зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фациях.

Месторождения зеленосланцевой фации регионального метаморфизма связаны с зеленокаменными вулканогенными поясами и кварцит-конгломератовой формацией пород. Первые залегают в синклинальных зонах и объединяются в железисто-кремнистую и золото-кварцевую формации. Оруденение приурочено к складкам течения. Примером месторождений железисто-кремнистой формации служат месторождения КМА, Кривой Рог, Хамерсли (Австралия); месторождения золото-кварцевой формации известны в Восточной Сибири, Канаде (Поркьюпайн). Вторые - расположены в моноклинальных зонах рассланцевания и объединяются в две рудоносные формации - золотоносных конгломератов (уникальное месторождение Витватерсранд в ЮАР, Тарква и Престеа в Гане) и ураноносных конгломератов (Блайнд-Ривер в Канаде).

Метаморфизованные месторождения в амфиболитовой фации представлены двумя рудными формациями: золото-сланцевой и железисто-кварцевой. Золото-сланцевая связана с черносланцевой формацией и образует сложнодислоцированные зоны. К ней относятся месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь), Хоумстейк (США). Железисто-кварцевая формация ассоциирует с гранито-гнейсовой формацией. Ее месторождения (Костомукшское, Кольский п-ов, Джаннен-Лейк, Канада) залегают в куполах, блоках, выступах кристаллического фундамента. Оруденение приурочено к изоклинальным складкам, структурам будинажа.

Метаморфизованные месторождения в гранулитовой фации являются по форме залежей и условиям залегания стратиформными. Наиболее представительны месторождения свинцово-цинковой и золоторудной формаций, залегающие в зонах смятия, сложенных гнейсо-амфиболитами.

Для месторождений этих формаций характерно развитие рудоносных складок волочения и структур будинажа. Например, месторождения свинцово-цинковой формации - Горевское (бассейн реки Ангары) и Брокен-Хилл (Австралия), золоторудной формации - Советское (Восточная Сибирь) и Бендиго (Австралия).

Контактово-метаморфизованные месторождения рассмотрены в других генетических классах. Это скарново-магнетитовые руды месторождений Южной Якутии, Курейское графитовое месторождение, ванадиевое месторождение Минасрагра (Перу), некоторые месторождения корунда и наждака.

Метаморфические месторождения связаны с динамометаморфической (дислокационной) и термометаморфической; группами метаморфических формаций. Они образовались в результате мобильной

концентрации рассеянных рудных компонентов при метасоматических процессах или отложении в открытых полостях, а также выноса породообразующих веществ.

Дислокационный метаморфизм характеризовался ускоренным возрастанием давления по сравнению с температурой, развитием протяженных зон складчатости и разрывных дислокаций.

Образование термометаморфической группы формаций связано с влиянием контактового метаморфизма и сопровождается более быстрым возрастанием температуры с глубиной, чем давления в условиях регионального метаморфизма. Вокруг гранитоидных интрузивов формируются концентрические зоны экзометаморфических формаций от гнейсов до филлитов.

В качестве самостоятельных метаморфических рудопродуктивных формаций, имеющих важное практическое значение, выделяются графитовая, абразивная и кианит-силлиманитовая. Месторождения графита амфиболитовой фации, залегающие в древних метаморфических формациях, известны на Украине, в Восточной Сибири, на Дальнем Востоке. Абразивная формация представлена месторождениями корунда и наждака (Прииртяшское, Россия; Сагамами, о. Мадагаскар), кианит-силлиманитовая формация объединяет месторождения высокоглиноземистого сырья (Кейвские, Карелия; о. Наксос, Греция).

Кроме указанных рудопродуктивных формаций широкое распространение имеют мраморы (Карелия, Урал, Средняя Азия), кварциты (Шокшинское, Карелия), яшмы (месторождение горы Полковник, Южный Урал; Кольванские, Алтай), кровельные сланцы (Ларское, Кавказ). *Мраморы* представляют собой перекристаллизованные в процессе метаморфизма известняки; *кварциты* - метаморфические преобразованные в песчаники; *яшма* - метаморфизованные вулканогенно-осадочные кремнистые породы; *кровельные сланцы* - динамометаморфизованные глинистые отложения.

Морфология и вещественный состав железорудных, ураново-золоторудных, марганцеворудных и графитовых месторождений

Среди метаморфогенных рудных образований наибольшей промышленной значимостью характеризуются месторождения железистых кварцитов и их производные - месторождения богатых железных руд.

Месторождения железистых кварцитов образовались в докембрии в процессе метаморфизма (от фации зеленых сланцев до гранулитовой) хемогенных, хемогенно-терригенных и хемогенно-вулканогенных осадков. Они образуют крупные железорудные бассейны (КМА, Криворожско-Кременчугский), пояса (в Канаде - пояс Лабрадор), районы (Хамерсли в Австралии). В зеленосланцевой фации раннего протерозоя известны месторождения железистых кварцитов криворожского типа (КМА, Кривой Рог); в амфиболитовой, также раннепротерозойской, - Костамукшское и

Оленегорское (Кольский п-ов); в гранулитовой фации архея - Тараташское, Мариупольское.

Железистые кварциты слагают стратиформные сложно дислоцированные пласты мощностью от $n \cdot 10$ до $n \cdot 100$ м. Руды характеризуются линейнополосчатыми и плейчатými текстурами. Прослои преимущественно магнетит-гематитового состава чередуются с прослоями, состоящими в основном из кварца, хлорита и биотита. Они имеют различные структуры: магнетитовые - кристаллобластовую, гематитовые - лепидобластовую, кварцевые - роговиковую.

По соотношению мощности, составу прослоев, их текстурно-структурным особенностям выделяют три основных типа железистых кварцитов: 1) джеспилит-железисто-кремнистый, 2) железистый роговик, 3) таконит. Первый из них представляет собой тонкозернистое образование, состоящее из чередующихся тонких кварцевых и железистых слоев. Вторым в отличие от джеспилита характеризуется более широкими чередующимися полосами и повышенным содержанием хлоритов, амфиболитов и других силикатов. Третий, таконит - сильно метаморфизованный полосчатый железистый микрокварцит. Содержание железа в этих типах кварцитов - 32-37 %.

Метаморфизованные месторождения богатых железных руд подразделяются на два морфологических типа: 1) плащеобразный, 2) линейный.

Первый тип представлен образованиями древней коры выветривания - пологими рудными залежами с резким угловым несогласием, залегающими на торцовой части крутопадающих пластов железистых кварцитов, известны в бассейне КМА. Такие залежи сложены мартитом, гематитом, гётитом, глинистыми минералами и карбонатами. Содержание железа высокое - 50-60%.

Второй тип приурочен к тектоническим зонам повышенной проницаемости минерализованных водных растворов и флюидов. Месторождения сформировались в процессе гидротермально-метаморфического преобразования железистых кварцитов. На этих месторождениях рудные тела имеют пласто-, линзо- и столбообразную форму и залегают в зонах дробления и синклинальных складках (рис. 27). Они сложены магнетитом и гематитом, амфиболами, кварцем, альбитом и карбонатами (месторождения Первомайское и Желтореченское в Северном Криворожье).

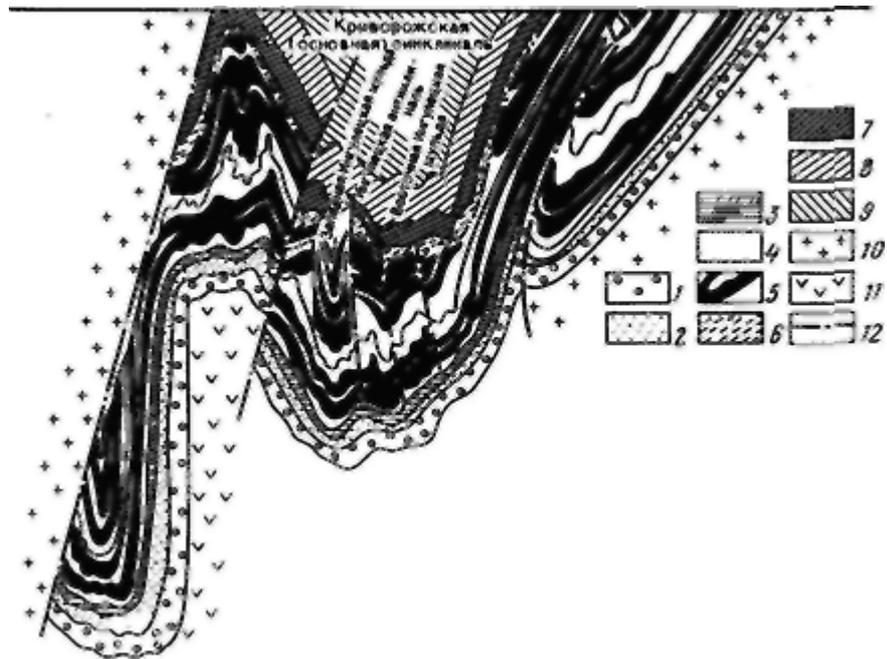


Рисунок 27 - Геологический разрез Криворожского железорудного бассейна. По Я.Н. Белевцеву :

1 - аркозы; 2 - филлиты; 3 - тальковые сланцы; 4 - сланцы; 5 - железорудные горизонты; 6 - песчаники; 7 - кварц-серicitовые сланцы; 8 - углисто-графитовые сланцы; 9 - слюдисто-биотитовые сланцы; 10 - граниты; 11 - амфиболиты; 12 - разрывные нарушения.

Ураново-золоторудное оруденение в докембрийских конгломератах является полигенным и полихронным образованием исключительно сложного генезиса, уникального по комплексному составу и размерами залежей, глубине их распространения. Месторождения таких руд известны в ЮАР, Канаде и Бразилии. Самым крупным в мире является месторождение Витватерсранд (ЮАР). Золоторудная толща месторождения сложена ритмично-переслаивающимися конгломератами, песчаниками, сланцами (рис. 28). Оруденение приурочено к цементу галечниковых конгломератов в видетонко-прожилковой сульфидной минерализации. Среднее содержание золота от нескольких граммов до 20 г/т, концентрации U_3O_8 в богатых рудах около 0,3 %.

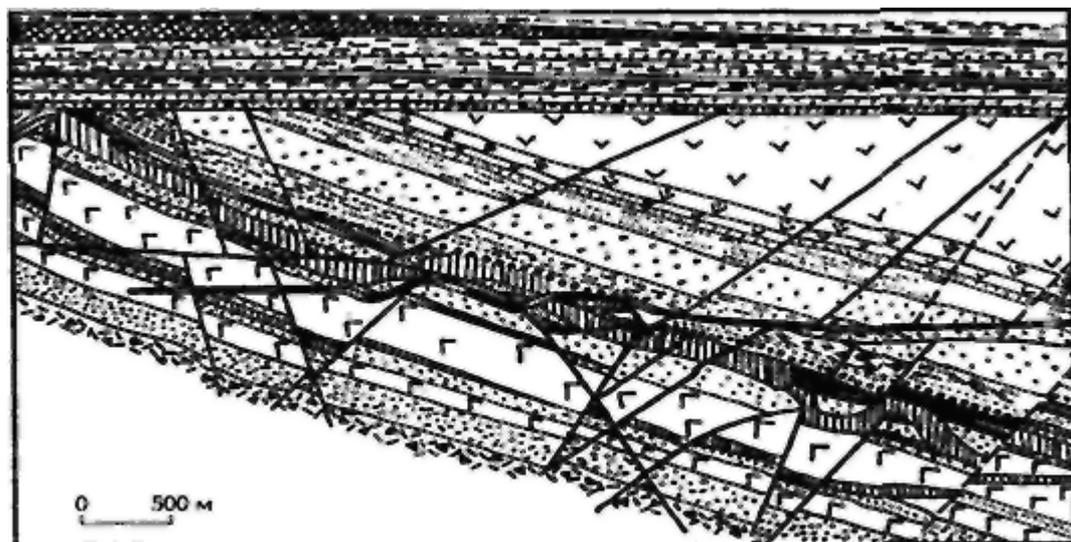


Рисунок 28 - Рудоносные конгломераты рудника Лесли-Голд, Витватерсранд.

По К. Твидлу.

1 - 4 - палеозой: / - дайки долеритов, 2 - угленосные отложения, 3 - долериты. 4 - породы основания; 5 -16 - протерозой: Вентердорпская система - 5 - амигдалоидные лавы, 6 порфириты и их туфы. 7 - диабазы (силлы), 8 -16- Витватерсрандская система -формация Кимберли-Эльсбург: 8 - сланцы. 9 - кварциты, 10- зона прерывистых рифов, // - зона кварцитов, 12 - риф Кимберли. 13 - сланцы Кимберли, формация Мейн-Берд, 14 -амигдалоидные лавы, 15 - кварциты. 16 - голубые гравелиты; 17 - разрывные нарушения.

Метаморфогенные месторождения марганца ассоциируют с железисто-кремнистой формацией. В России известны месторождения этой формации на Хингано-Буреинском поднятии, где они залегают в верхнепротерозойской дислоцированной толще осадочно-метаморфических пород. Рудная пачка мощностью 30-35 м в нижней части сложена преимущественно кремнистыми марганцевыми образованиями, в верхней - развиты железные руды. В состав руд входят браунит, гаусманит, гематит, магнетит и кремнистые образования.

Крупные метаморфогенные марганцевые месторождения, представленные гондитами, известны в Индии, Бразилии, Мали, Заире. *Гондиты* - продукты глубокого регионального метаморфизма марганецсодержащих песчано-глинистых пород. Их залежи имеют протяженность до 8 км, при мощности от 3 до 60 м, среднее содержание марганца 10-20 %, в браунитовых гондитах достигает 32-45 %. Гондиты состоят из спессартина, кварца, браунита, гаусманита, амфиболов и др. В коре выветривания гондитов силикаты марганца преобразуются в псиломелан, пиролюзит и другие гидроксиды: качество руд повышается. На

месторождениях Мадхья-Прадеш (Индия) и Сьерра-ду-Навиу (Бразилия) практическое значение имеют как первичные гондиты, так и руды коры выветривания.

Метаморфогенные месторождения графита сформировались в процессе глубокого регионального метаморфизма осадочных пород с рассеянным органическим веществом (Завальевское, Украина) либо в результате контактового метаморфизма каменного угля или горючих сланцев (Курейское, Красноярский край).

*** Краткий курс лекций по дисциплине «Основы учения о полезных ископаемых» составлен на основе:**

Милютин, А.Г. Геология. - Учебник для вузов. / А.Г. Милютин. - М.: Высшая школа, 2003.

Рекомендуемая литература по дисциплине

Основная:

1. Еремин, Н.И. Неметаллические полезные ископаемые : учеб. пособие : рек. мин. обр. РФ/ Н.И. Еремин. 2-е изд., испр. и доп.. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та: Академкнига, 2007. - 461 с.
2. Короновский, Н.В. Геология для горного дела : учеб. пособие : рек. УМО/ Н.В. Короновский, В.И. Старостин, В.В. Авдонин. – М.: Академия, 2007. - 576 с.
3. Старостин, В.И. Геология полезных ископаемых: учебник для вузов./ В.И. Старостин, П.А. Игнатов. - М.: Академический Проект, 2004. - 512 с.

Дополнительная:

1. Вахромеев, С.А. Месторождения полезных ископаемых, их классификация и условия образования / С.А.Вахромеев; под ред. Е.Е. Захарова, Ф.И. Вольфсона. – М.: Госгеологтехиздат, 1961. – 464 с.
2. Горная энциклопедия. – М.: ДиректМедиаПублишинг, 2006. -10= Эл.опт. диск (CD-ROM):b-карты
3. Милютин, А.Г. Геология. - Учебник для вузов. / А.Г. Милютин. - М.: Высшая школа, 2003.
4. Панкратьев, П.В. Основы учения о полезных ископаемых: Методические указания к лабораторному практикуму по магматическим и флюидно-магматическим месторождениям./ П.В. Панкратьев, А.С. Чаплыгина, И.С.Чаплыгина. - Оренбург: ГОУ ОГУ, 2003. – 64 с.
5. Основы учения о полезных ископаемых : учеб.-метод. комплекс для спец. 130301/ сост. С.М. Авраменко. – Благовещенск: Изд-во Амур. гос. ун-та, 2010. - 95 с.
6. Смирнов, В.И. Геология полезных ископаемых: учебник для вузов./ В.И.

Смирнов. - М.: Недра, 1989. - 326 с.