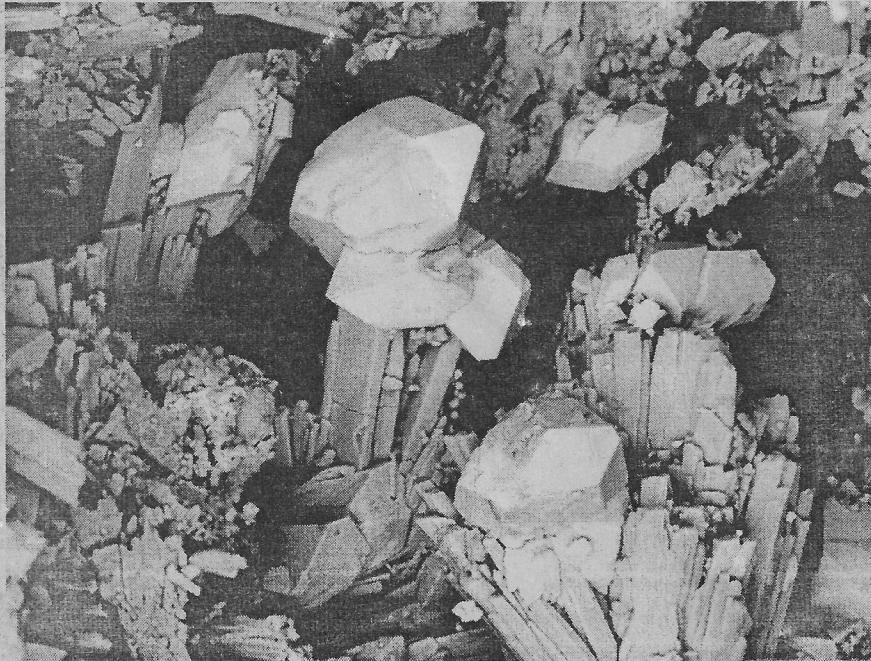


Д 45
М 139

М. П. Мазуров

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУД ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



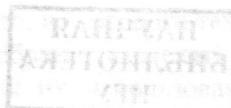
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
НОВОСИБИРСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Кафедра геологии рудных месторождений

М. П. Мазуров

**ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУД
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Учебное пособие

Национальный исследовательский университет
«Новосибирский государственный университет»
имени академика С. П. Королёва



Новосибирск

2007

М. П. Мазуров

3-272-02849-2-879 ИНН:

УДК 553.2
ББК 4450.01
М 139

Мазуров М. П. Парагенетический анализ руд эндогенных месторождений: Учеб. пособие / Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск, 2007. 84 с.

ISBN 978-5-94356-575-5

Учебное пособие отвечает второй части программы основного курса по минерографии. Рассмотрены главные типы структур и текстур руд, способы их выявления и генетической интерпретации. Систематизированы признаки, указывающие на условия, механизмы и последовательность кристаллизации минеральных парагенезисов. Обобщены сведения о характерных особенностях облика и состава минеральных ассоциаций руд ведущих промышленных типов эндогенных месторождений. Даны рекомендации по выполнению курсовой работы по минерографии, по документированию и оформлению результатов полевых и лабораторных исследований руд.

Предназначено для студентов учебных специальностей 011300 и 011100 направления "Геология".

Рецензент

д-р геол.-минер. наук, проф. Э. Г. Дистанов

НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
НГУ

ISBN 978-5-94356-575-5

© Новосибирский государственный
университет, 2007

© Мазуров М. П., 2007

ПРЕДИСЛОВИЕ

Минерография как учебная дисциплина включает теорию и методы исследования минерального состава, генетических и технологических свойств руд, т. е. тех характерных особенностей полезных ископаемых, которыми определяется выбор рациональных методов их поиска, извлечения из недр и обогащения. Зерна рудных минералов отличаются по размеру не менее чем на 5 порядков – от 10 см до 1 мкм и меньше. Главным методом определения минералов является оптическая микроскопия. Установленные в течение прошлого столетия приемы диагностики рудных минералов под микроскопом в отраженном свете в настоящее время повсеместно дополняются применением рентгенографии, сканирующей электронной микроскопии, электронного зондирования и других методов исследования состава и структуры твердых веществ.

Минерографические наблюдения позволяют не только осуществлять диагностику отдельных минералов, но и определять условия, механизм и последовательность рудообразующих процессов. Соображения о генезисе руд основываются на анализе пространственно-временных взаимоотношений минеральных парагенетических ассоциаций, текстур и структур руд, а также на исследовании микроструктурных особенностей строения зерен рудных минералов и их границ, отражающих условия роста, перекристаллизации и метаморфизма минеральных индивидов и агрегатов.

Текстурно-структурный анализ – главный способ понимания происхождения руд и восстановления их истории. Формирование рудных масс происходит в широком интервале физико-химических параметров, геодинамических и структурно-геологических условий. Это затрудняет и усложняет генетическую интерпретацию облика руд, вызывает необходимость учета конвергентности (внешнего сходства) ряда морфологических признаков.

Руда (ore, англ.) – это минеральное вещество, из которого технологически возможно и экономически целесообразно извлекать валовым способом металлы или минералы для их использования. Требования к качеству руды изменяются в результате прогресса техники, потребности вида сырья. С течением времени расширяется круг используемых руд и минералов. Необходимость практики вы-

зывает изменение требований к количеству и качеству запасов полезного ископаемого. Всестороннее и высоко профессиональное изучение вещественного состава, генетических и технологических свойств руд с момента открытия рудопроявления до эксплуатации разведанного месторождения необходимо для определения ценности полезного ископаемого, достоверности его запасов и ресурсов, полноты извлечения из недр и перспективности.

Руды, в отличие от горных пород, характеризуются более сложным строением. В них часто пространственно совмещены минеральные ансамбли разного генезиса и стадий, проявлен метаморфизм или метасоматизм ранее отложенных минеральных агрегатов. Все это находит отражение в облике и составе руд. *Расшифровка деталей строения руд и причин, обусловивших последовательность образования рудных и сопровождающих их минералов, составляет главную задачу генетического раздела минерографии.*

Число рудных минералов во много раз превосходит число породообразующих минералов. Настолько же разнообразен внешний облик и особенно взаимные срастания индивидов и агрегатов. Появление новых высоко разрешающих методов исследования кристаллического вещества, экспериментального и численного моделирования минеральных равновесий позволяет глубже проникнуть в сущность рудообразующих процессов. Первый шаг на этом пути – изучение текстур и структур, парагенетический анализ руд.

Более чем вековой опыт применения микроскопических методов исследования минералов в отраженном свете систематизирован в ряде монографий и учебных пособий, ставших библиографической редкостью. Кроме того, все возрастающий поток информации по исследованию отдельных типов руд и процессов их образования требует постоянного обновления сведений, приводимых в учебном курсе. Цель настоящего пособия – изложить фундаментальные положения и основы текстурно-структурного анализа минеральных парагенетических ассоциаций главных формационных типов рудных месторождений. Особое внимание обращено на выявление своеобразия облика руд при кристаллизации из разных сред путем заполнения или замещения пространства, одновременного или последовательного роста минеральных агрегатов.

Глава 1. ТЕКСТУРЫ И СТРУКТУРЫ РУД

1.1. Термины и понятия. Изучение вещественного состава и генетических особенностей руд начинается с момента их обнаружения. При документации обнажений, поисково-разведочных выработок и керна скважин дается первая визуальная характеристика облика руд, взаимоотношений рудных минеральных ансамблей с вмещающими породами, замеряются элементы залегания рудных залежей. Именно в полевых условиях определяется *текстура руды – особенности пространственного положения и взаимоотношений составляющих руду минеральных агрегатов*. При картировании рудопроявления отбираются образцы, характеризующие весь набор текстурных и вещественных разновидностей руды, чтобы затем в лабораторных условиях, при исследовании под микроскопом определить структуру руды, уточнить минеральный состав, выявить генетические и технологические ее свойства.

Структура руды – это форма, абсолютный и относительный размер, степень кристалличности и взаимоотношения зерен рудных минералов. Текстура и структура являются главными характеристиками, отражающими геометрию агрегатов (текстура) и индивидов (структура) рудных минералов. Текстурно-структурный анализ – это основа реставрации условий зарождения, кристаллизации и метаморфизма руд, интерпретации их генезиса. Содержание понятий *текстура* и *структура* в геологии рудных месторождений близко по смыслу этим терминам, употребляемым в петрографии, но имеет и свою специфику. Это связано с тем, что *руды* – понятие не только геологическое, но и экономическое: часто употребляются богатая, бедная и другие названия руды и ее структуры. Кроме того, руды более разнообразны по вещественному составу, образуются в несколько этапов и стадий, с чем связано сопряжение (телецентрирование) разных минеральных комплексов, возникших в широком интервале физико-химических условий и геологических обстановок.

Следует заметить, что в англоязычной литературе содержание терминов *структура* и *текстура* противоположно значению в русском языке. "Texture" переводится словом "структура", а "structure" – "текстура". Нередко оба этих термина заменяются нейтральным термином "*строение*" (*fabric*, англ.). В технической литературе по

металлам и керамике термин "текстура" используется для обозначения предпочтительной ориентировки зерен, а "структура" употребляется преимущественно при описании кристаллической решетки. Обстоятельный анализ терминологических отличий в русской и английской литературе по рудной геологии содержится в монографии Ф. Н. Шахова (1961).

Для обозначения неоднородностей строения зерен рудных минералов используется термин *микроструктура*. Он объединяет сведения о зональности, секториальности, включениях, выделениях, двойниках, псевдоморфозах, параморфозах и других дефектах реальной структуры кристаллов. Неоднородности строения минеральных агрегатов, которые можно установить только при изучении с помощью микроскопа, обозначаются термином *микротекстура*.

Ансамбли рудных минералов образуются при магматических, метасоматических и гидротермальных процессах, изменяются в результате метаморфизма и выветривания. Руды сложены одним или несколькими минералами, образующими определенный узор среди вмещающей массы. Многообразие текстур руд отражено в их наименованиях, которые определяются морфогенетическими особенностями минеральных агрегатов.

1.2. Характерные морфологические типы текстур руд

Текстурный узор в породе или руде возникает в период ее образования, отражая закономерности пространственного расположения минерального вещества. В индивидуальных названиях текстур обычно содержится характерный признак или группа признаков, по которому она отличается от других. Разделение текстур на генетические группы условно, поскольку один и тот же текстурный рисунок может получиться в результате различных геологических процессов. Именно поэтому сначала следует давать морфологическое описание руд, а впоследствии, изучив состав, структуру, микроструктуру руды, можно выделить и генетические группы. Различают следующие текстуры руд.

Массивная текстура руды – сплошное и равномерное выполнение пространства рудными минералами без закономерности в распределении составных частей и без каких-либо пустот и прожилок.

Вкрашенная текстура руды – распределение рассеянных зерен рудных минералов или их агрегатов в основной нерудной массе.

Пятнистая текстура руды – обособление сплошных рудных пятен в массе вкрашенной руды или пятен вкрапленности в пустой породе.

Полосчатая текстура руды – чередование в руде относительно тонких полос, различающихся по структуре, цвету, крупности зерен или минеральному составу. В зависимости от резкости и форм линий (поверхностей) ограничения можно выделить текстуры: *линейно-полосчатую* или *ленточную* (с резкими прямолинейными и примерно параллельными линиями ограничения), *неправильно-* или *волнисто-полосчатую*, *колломорфно-полосчатую* (с фестончатыми границами и концентрическим расположением полос), *агатоподобную*, *складчатую*, *плойчатую*.

Слоистая текстура руды – чередование прослоев, различающихся по минеральному составу, структуре, крупности зерен или по физическим свойствам (твердости, цвету) при одинаковом минеральном составе. Границы между прослоями могут быть резкими и постепенными. Внутреннее строение отдельных прослоев может быть *плотным* или *массивным*, *оолитовым*, *конкремионным*, *конгломератовидным*, *порошковатым* и др. По мощности прослоев выделяют текстуры: *грубослоистую* (от 0,5 до нескольких см), *тонкослоистую* (0,3–0,5 мм) и *микрослоистую*, различимую только лишь под микроскопом. По расположению отдельных прослоев в пространстве выделяются *параллельнослоистые*, *линзовидные* и *косослоистые* текстуры.

Линзовидная текстура руды – разновидность слоистой текстуры, при которой минеральные агрегаты представлены прерывистыми слоями линзовидной формы.

Такситовая, или шлировая, текстура руды – характеризуется наличием в руде участков, отличающихся составом или структурой, или и составом и структурой одновременно.

Нодулярная текстура руды – текстура вкрашенных хромитовых руд, характеризующаяся наличием округлых выделений (нодулей) хромита величиной в несколько мм, заключенных в массе горной породы (дунита).

Зональная текстура руды – концентрическое чередование слоев разного минерального состава или различающихся по структуре. Разновидностями ее являются *агатовая, концентрически зональная, концентрически скорлуповатая текстуры*.

Кокардовая текстура руды – чередование полос минеральных агрегатов, последовательно отложившихся вокруг обломков боковых пород или руд более ранней генерации.

Конкремионная текстура руды – обилие рудных конкреций окружной или овальной формы размером от долей миллиметров до нескольких дециметров в поперечнике среди плотной или рыхлой вмещающей массы, состоящей из рудного или нерудного материала.

Почковидная текстура руды – совокупность округлых, бугорчатых образований с блестящей и гладкой поверхностью, обнаруживающих в разрезе фестончатую полосчатость или концентрическую скорлуповатость с радиально-лучистыми прослойками. Синонимы – текстура руды *гроздьевидная, матично-скорлуповатая*.

Кrustификационная текстура руды – выполнение стенок открытых трещин или полостей минеральным веществом. Характерна выдержанность по мощности и параллельность стенкам полосок минералов, растущих от периферии к центру. Полосы могут состоять из мономинерального агрегата, отличаясь лишь по цвету и структуре, или из различных минеральных агрегатов.

Дроздовая текстура руды – наличие в руде пустот, по стенкам которых развиты кристаллические щетки.

Брекчевидная текстура руды – сглаженные обломки вмещающей породы или руды цементируются рудным агрегатом.

Брекчевая текстура руды – остроугольные обломки вмещающей породы или руды ранней генерации цементируются рудным или жильным агрегатом.

Прожилковая текстура руды – рудные минералы выполняют трещины во вмещающей породе или во вкрапленной руде ранней генерации. Синонимы: *текстура пересечения, жильная*.

Штокверковая текстура руды – руда сложена сетью пересекающихся прожилок различного состава.

Петельчатая, или сетчатая, текстура руды – характеризуется наличием тонких прожилков, образующих сложный узор в виде петель или сеток в массе руды или породы.

Сланцеватая текстура руды – руда сложена агрегатом, легко раскалывающимся на плитки.

Гнейсовидная текстура руды – рудный агрегат сплющен и вытянут в одном направлении.

Оолитовая текстура руды – характеризуется скоплением оолитов, представляющих собой минеральные агрегаты шаровидной или эллипсоидальной формы. Оолиты обладают зернистым, колломорфным, концентрически-скорлуповатым и реже радиальнолучистым строением. Оолиты с радиальнолучистым строением сходны со сферолитами, но отличаются присутствием реликтов с тонкой концентрической зональностью.

Псевдооолитовая текстура руды – образована сферическими и овальными минеральными агрегатами, не имеющими концентрической слоистости.

Часто в одном участке могут быть пространственно сопряжены руды нескольких генераций, каждая из которых имеет свой характерный узор. В этих случаях используются комбинированные сложные названия текстур и подробно описывают индивидуальные особенности строения всех разновидностей руд, начиная с ранних генераций.

1.3. Главные морфологические типы структур руд

Главными определяющими элементами структуры руд являются форма, абсолютный и относительный размер, степень кристалличности и взаимоотношения зерен рудных минералов. Во многих названиях структур присутствует корень "зернистая", дополнительно подчеркивая, что единицей структуры является зерно рудного минерала.

Форма зерен (внешний вид и очертания) определяется соотношением размеров по трем главным осям: а) все три размера близки – форма *изометрическая*; б) размеры по двум осям близки, по третьей больше – *столбчатая* или *призматическая, шестоватая, игольчатая, волокнистая*; в) размеры по двум осям близки, по

третьей меньше – форма *таблитчатая, пластинчатая, листовая, чешуйчатая*. В случае резкого различия всех трех размеров говорят о *досчатом* или *дисковидном* облике. Нередко зерна имеют ограничения, обусловленные развитием тех или граней или простых форм. В этом случае используют термин *габитус* и говорят о *призматическом, дипирамидальном, ромбоэдрическом, кубическом, кубооктаэдрическом* или другом габитусе минералов.

По относительному размеру зерен выделяют *равномерно-зернистую структуру руды*, если вся руда представлена близкими по размеру зернами, и *неравномерно-зернистую структуру руды*, если в руде имеются различающиеся по размеру зерна. Разновидностью последней является *порфировидная структура*, в которой на фоне мелкозернистого агрегата выделяются крупные зерна однотипного минерала. Если такая структура возникла в результате собирательной перекристаллизации, то структура называется *порфиробластической*, а если в результате неравномерного дробления, – *порфироскластической*.

По абсолютному размеру зерен выделяются следующие группы структур руд:

- 1) *крупнозернистые* – с величиной зерен более 2 мм в поперечнике;
- 2) *среднезернистые* – от 2 до 0,2 мм;
- 3) *мелкозернистые* – от 0,2 до 0,02 мм;
- 4) *тонкозернистые* – от 0,02 до 0,002 мм;
- 5) *субмикроскопические и колломорфно-дисперсные (скрытозернистые)* с величиной частиц менее 0,002 мм.

В разных по зернистости рудах указывается размерность каждой фракции.

По степени кристалличности, совершенства формы (идиоморфизма) зерен минералов выделяются:

- 1) *идиоморфная (идиоморфнозернистая)* структура – имеются рудные минералы с хорошо выраженным кристаллографическим очертаниями;
- 2) *панидиоморфная структура* – все минеральные зерна имеют свойственные им кристаллографические очертания;

3) *гипидиоморфно-зернистая структура* – срастания двух и более минералов, часть из которых обладает идиоморфными очертаниями зерен;

4) *аллотриоморфно-зернистая структура* – отсутствие кристаллических форм минералов, слагающих руду;

5) *ксеноморфная структура* – зерна минералов лишены свойственных данному минералу кристаллографических очертаний.

Взаимоотношения зерен рудных минералов между собой инерудной массой (жильными минералами) являются наиболее информативным и в то же время наиболее дискуссионным в интерпретации элементом структуры. Они выясняются при исследовании строения границ минералов. Границы между зернами в агрегатах – это поверхности высокого порядка, разделяющие зерна с различной пространственной ориентировкой их кристаллических решеток. Это места их сочленения и взаимодействия. Они возникают в момент совместного появления зародышей кристаллов, совместного роста, перекристаллизации. Границы фиксируют первичный узор кристаллического агрегата, мигрируют, перемещаются, приспособливаясь к изменяющимся физико-химическим условиям. На границах сосредоточены газово-жидкие и твердые включения, развиваются вторичные минералы, продукты распада твердых растворов. Наиболее эффективным методом изучения строения границ является просвечивающая электронная микроскопия.

В общем случае границы зерен могут быть *индукционными*, отражающими совместный рост зерен, и *реакционными*, образующимися при замещении одних минералов другими. Более подробно это будет рассмотрено в следующих разделах.

1.4. Микроструктура зерен рудных минералов

Внутреннее строение зерен рудных минералов (микроструктура) имеет важное значение при диагностике и расшифровке генезиса руд. Это зональность, секториальность, включения, выделения, двойники, псевдоморфозы, параморфозы и прочие элементы реальной структуры, определяемые при помощи оптического микроскопа и других высокоразрешающих приборов.

Зональность – характерный элемент строения минералов, заключающийся в изменении цвета, микротвердости, состава и количества примесей (твёрдых и газово-жидких включений), погасания, блочности, мозаичности, в наличии зон роста в направлении от центра к периферии зерна. Зональность обусловлена изменением состава минералообразующей среды и кинетическими факторами роста кристаллов, а также может быть вызвана неравномерным проявлением эпигенетических преобразований. Зоны роста могут быть угловатыми, округлыми или синусоидальными. Они возникают в результате чередования периодов быстрого и медленного роста или при прерывистом росте. Иногда они сопровождаются изменением химического состава, степени компактности агрегатов или количеством включений. В минералах изоморфных рядов зоны роста могут свидетельствовать о равномерном изменении химического состава минерала, обусловленного изменением состава раствора, из которого происходила кристаллизация. Если зональное строение наблюдается в агрегате зерен, сложенном разными минералами, то оно может быть вызвано ритмичным отложением или последовательным заполнением трещин при импульсном поступлении рудообразующих растворов, а также окислением или избирательным замещением.

Секториальность – одна из разновидностей зональности зерен, заключающаяся в своеобразном распределении примесных частиц и отражающая кинетику роста кристаллов.

Включения – участки в кристалле, отличающиеся по составу, параметрам кристаллической решётки и (или) агрегатному состоянию от минерала-хозяина. Включения могут быть газово-жидкими с твёрдыми частицами, твёрдыми, газовыми. По времени они могут быть образованы раньше минерала-хозяина, одновременно с ним и кристаллизоваться позже, выполняя залеченные трещины. Для знания природы минералов принято различать три разных категории включений. Первая – это включения минералообразующих сред в виде сингенетичных и субсингенетичных микросистем растворов и расплавов, материнских для каждого включающего минерала. Вторая – включения окружающих сред, не поставлявших или почти не поставлявших минералообразующих веществ для образования кристаллов, их агрегатов или аморфных веществ. Третья – твёрдые

включения, захваченные минералами при росте из геохимической среды, в которой они находились или кристаллизовались, синхронно с ними.

Первая категория включений широко используется для генетических реконструкций методами термобарогеохимии (Ермаков, Долгов, 1979). Включения окружающей среды (пузырьков газа в янтарях, в минералах вулканических возгонов и т. п.) имеют познавательное значение, главным образом, для выяснения ее состояния. Твёрдые включения захватывались растущими минералами уже в твёрдом состоянии, например в виде магматических акцессориев. По времени и способу образования среди твёрдых включений выделяются минералы предшественники и присыпки, спутники и вrostки. Определение природы включений, их состава, взаимоотношений с минералом-хозяином входит в число задач анализа минеральных парагенезисов.

Выделения – это особая генетическая группа твёрдых включений, встречающихся во многих рудных минералах и являющихся продуктом распада твёрдых растворов. Они имеют существенное значение как для диагностики, так и для расшифровки генезиса минералов. Форма и размер экссолюционных (образованных в процессе распада твёрдого раствора – *exsolution*, англ.) частиц определяются атомной структурой минерала-хозяина и минерала-гостя, степенью их структурного подобия (когерентностью, энергетикой и стабильностью поверхности раздела), характером первичного распределения примесных атомов, дефектностью кристаллов, скоростью диффузии атомов, скоростью (темпом) охлаждения и составом твёрдого раствора.

Обычно первыми при распаде твёрдого раствора выделяются более крупные частицы, локализующиеся на межзерновых границах и в дефектных участках внутри кристаллов минерала-хозяина. Они образуются по механизму гетерогенного зарождения. Возникающие позднее более мелкие частицы имеют характерную форму, кристаллографически упорядоченное распределение. В оптическом микроскопе продукты распада твёрдого раствора выглядят однородными, но при исследовании в просвечивающих и сканирующих электронных микроскопах устанавливается, что в большинстве своем они претерпевали дальнейший распад на более тонкие частицы.

В случае групп минералов с широко проявленным изоморфизмом при высокой температуре проявляются многофазные многоступенчатые структуры распада, имеющие закономерно изменяющийся узор. Проведены многочисленные экспериментальные работы, в которых исследована связь формы, количества и размера частиц с температурой, временем и скоростью охлаждения твердых растворов.

Тельца распада в зерне минерала-хозяина почти всегда распределены не совсем равномерно и, кроме того, часто обладают неодинаковой величиной и формой, что иногда приводит начинающего исследователя к сомнению в их происхождении путем распада твердого раствора. Исходные твердые растворы могли быть сильно зональными, в центральной части более богатыми примесями, что неминуемо обусловливает меньшее число тельца распада в периферических частях. Аналогичный эффект может наступить также вследствие миграции примесей на границы зерен. Прерывистые или соединяющиеся межзерновые пленки нередко следует просто объяснять как распад твердого раствора.

Во всех кристаллохимически равнозначенных направлениях число и величина продуктов распада могут быть различными; большее преобладание заметно только по плоскостям октаэдра. Причиной этого явления служит уменьшение скорости и расстояния миграции примесных компонентов при понижении температуры. Крупные, более ранние тельца в центральной части могут лишь частично присоединять вновь возникающие продукты распада, в то время как остальные выделяются между ними в виде самостоятельных мелких зернышек. Зависимость легкости распада от наличия двойниковых пластинок, трещинок, включений и дефектов структуры другого типа может определять самые разнообразные отклонения от этой схемы. Формы распада могут быть настолько сходны с формами замещения, с формами одновременной ориентированной кристаллизации и преобразования гелей, что их можно спутать.

Для обоснования однозначных признаков необходимо отметить, что, когда происходит распад первоначально гомогенного (вплоть до размеров элементарной ячейки) твердого раствора и продукты распада сливаются в легко наблюдаемые с помощью микроскопа тельца, должна иметь место значительная миграция вещества. Из

внутренних частей тельца распада будет мигрировать вещество минерала-хозяина, а из основной массы минерала-хозяина — компонент минерала-гостя. Поэтому из осторожности нельзя рассматривать признаки замещения как критерий, исключающие распад твердого раствора. В монографии П. Рамдора (1962) и в других учебных пособиях приводится такой пример отличия структур замещения и распада. Поскольку привнос вещества к включениям пластинчатой формы, расположенным по удобным подводящим путям, при замещении осуществляется снаружи, то на пересечениях пластинок обычно происходит их утолщение. При распаде твердого раствора, вследствие того что привнос происходит из матрицы окружающего вещества, в местах пересечения имеется, естественно, меньшее компонента выделения, образующего пластинки, и поэтому они утоняются или выклиниваются на небольшом протяжении.

В то время как у силикатов и частично у оксидов формы продуктов распада твердых растворов более или менее сохраняются и после их образования при не очень медленном охлаждении или последующем подогреве, то для многих сульфидов это не имеет места. Скорость миграции границ и поверхностное натяжение при умеренных температурах еще столь велики, что тельца распада с острыми углами становятся округлыми, пластинки расплываются в ряды точечных выделений, мельчайшие тельца сливаются в обладающие случайной формой достаточно крупные включения.

В случае отсутствия видимых переходов или без проверки с помощью эксперимента трудно утверждать о распаде. Реликты ненарушенных перекристаллизаций микроструктур встречаются в мелких блоках, изолированных от поздних флюидов. Наибольшее значение структуры распада твердых растворов имеют при расшифровке последовательности минералообразования.

Двойники — довольно распространенная форма существования многих минералов. Двойником обычно называется закономерный сросток двух однородных кристаллов, в котором один кристалл является зеркальным отражением другого или же один кристалл выводится из другого путем поворота на 180°. Различают двойники роста, превращения и деформационные (давления). Двойники роста могут быть простыми и полисинтетическими, первичными или возникать в процессе собирательной перекристаллизации. Они могут

быть пластинчатыми и сильно перекрещиваться. В этом случае они имеют совершенно незакономерную толщину, могут наблюдаться в некоторых зернах мономинерального агрегата и отсутствовать в других участках того же образца. Сечения индукционной поверхности срастания двойниковых индивидов имеют неровные очертания.

Двойники превращения (трансформационные) образуются в связи с переходом минералов из высокотемпературной модификации в низкотемпературную. Они имеют пластинчатую или веретенообразную (в виде олеандровых листьев) форму и часто перекрещиваются. Наблюдаются они лишь в некоторых зернах.

Полисинтетические двойники давления возникают при динамометаморфизме, рассланцевании. Во всех зернах наблюдаются тонкие пластины двойников одинаковой ширины, часто смятые и смещенные по трещинам (так называемая микротекстура полосчастости изгиба – *kinkbanding*, англ.). В зернах деформированных участков помимо двойников давления наблюдается волнистое погасание, трещины дробления, искривления трещин спайности, треугольники выкрашивания.

Двойниковый рисунок у некоторых минералов настолько характерен, что является диагностическим. Наличие двойников разного типа и природы помогает при выделении стадий рудообразующих процессов.

Псевдоморфозы – минеральные индивиды, обладающие внешней кристаллографической формой, чуждой слагающему их веществу. Образуются путем заполнения полостей, оставшихся от ранее существовавших и позднее выщелоченных минералов иного состава – псевдоморфозы заполнения, или путем химического замещения ранее существовавших минералов с сохранением их внешней формы. При этом возможно, что существенная часть вещества замещенного минерала входит в состав замещающего – псевдоморфозы превращения или выносится полностью – псевдоморфозы вытеснения. Встречаются также минеральные псевдоморфозы по органическим остаткам. Псевдоморфозы – один из важнейших критериев генезиса минералов и руд.

Параморфозы – частный случай псевдоморфоз, образующихся при полиморфных превращениях высокотемпературных модификаций минералов в низкотемпературные. При этом происходит пере-

стройка кристаллической структуры минерала без изменения его химического состава и с сохранением внешней формы первоначальных кристаллов.

Для решения некоторых генетических задач используются другие типы неоднородностей строения минералов. Например, рентгеноструктурным анализом определяются *микроискажения и размер блоков когерентного рассеяния* в минералах разных генераций или типов руд. Методами просвечивающей электронной микроскопии выявляются и сравниваются *типы и плотность дислокаций* кристаллов минералов в разных парагенезисах.

Глава 2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОБЛИКА РУД

Задачи минерографии состоят в расшифровке наблюдаемых текстурных и структурных особенностей руд, познании их генетической сущности, выяснении физико-химических условий, механизмов и последовательности процессов рудообразования. Рудные агрегаты могут быть отложены либо одновременно с вмещающими горными породами, либо после их образования. *Сингенетические*, или одновременные, *рудные агрегаты* образуются при кристаллизации магм, а также в процессе осадконакопления и диагенеза вулканогенно-осадочных отложений. Примерами могут служить хромитовые, титаномагнетитовые и колчеданно-полиметаллические руды. *Эпигенетические*, или разновременные, *рудные агрегаты* образуются при отложении в пустотах пород и руд, при замещении или метасоматизме, в процессе реакции рудообразующих растворов (флюидов) с вмещающими породами.

На многих месторождениях встречаются руды, сложенные несколькими минеральными ассоциациями и образованные в разные периоды эндогенной активности, в разное время. Наложение (телескопирование) минеральных ансамблей вносит изменения в *первичный облик* руд, нередко затушевывает их первоначальные черты, что затрудняет расшифровку генетической истории рудных заливей. *Вторичные* изменения минеральных агрегатов происходят при метаморфизме и выветривании, причем разные типы и классы минералов неодинаково реагируют на внешние воздействия. Экспе-

риментально установлено, что оксиды, дисульфиды, арсениды и сфалерит являются наиболее устойчивыми рудными минералами. Они в большей мере сохраняют свидетельства первоначальных условий своего образования, чем пирротин или халькопирит. Сульфосоли и самородные металлы легко преобразуются и в меньшей степени могут отражать первичные условия кристаллизации.

При расшифровке структур и текстур руд часто используют экспериментальные данные о кристаллизации минералов, металлов, силикатных, оксидных, сульфидных и других расплавов. Следует отметить, что многие структуры еще недостаточно понятны; даже опытные исследователи, занимающиеся изучением руд, еще не достигли согласия относительно их происхождения. Только детальный стадиальный анализ текстур и структур руд, микроструктуры минералов может послужить основой для заключения о первоначальных условиях образования руд, многочисленных стадиях их развития, эпигенетической истории.

Как известно, образование твердого кристаллического вещества может происходить в результате следующих процессов:

- 1) отложения кристаллических веществ из парообразных или газообразных сред при их охлаждении; примерами могут служить продукты возгона на стенках кратеров вулканов и в трещинах лавовых потоков;
- 2) кристаллизации жидкостей (расплавов и растворов);
- 3) метасоматизма при реакциях растворов с вмещающими породами или ранее отложенными минеральными массами;
- 4) перекристаллизации в твердом состоянии вещества, ранее отложенном в кристаллическом или коллоидном состоянии.

Главнейшее значение в образовании текстурно-структурных особенностей руд при их формировании имеют кристаллизация жидких сред, процессы замещения вмещающей среды и преобразования в твердом состоянии.

2.1. Текстуры и структуры магматических руд в интрузивных залежах

В природе наиболее распространены силикатные расплавы (магмы), в процессе дифференциации которых происходит обособление

руд хрома, железа, титана, никеля, меди, редких и благородных металлов. Карбонатитовые магмы распространены ограниченно и сопровождаются преимущественно рудами черных металлов, фосфора, ниобия, бария, стронция, редких земель и некоторых других видов минерального сырья.

Тесная ассоциация минералов руд и вмещающих магматических пород служит наиболее сильным аргументом в пользу представлений о магматической сегрегации как о рудообразующем процессе. Так, хромит связан с перидотитами и дунитами, титаномагнетит — с породами основного и среднего составов, циркон, монацит, кассiterит — с кислыми породами и т. п. Состав и тип дифференциации магмы определяют строение руды и генетический тип месторождений. Разное соотношение процессов жидкостной, кристаллизационной и гравитационной дифференциации магмы в первичных и промежуточных очагах, в кристаллизующихся магматических камерах создает многообразие состава и облика руд.

Сведения об особенностях кристаллизации магм при низком давлении дают наблюдения на лавовых озерах вулканов Гавайских о-вов. В этих базальтовых озерах температура ликвидуса примерно 1 200 °C, а солидуса около 980 °C. Температура границы между коркой лавы, контактирующей с воздухом, и жидкой лавой примерно 1 070 °C. Охлаждение осуществляется через эту корку. Определено, что форстерит кристаллизуется при 1 190 °C, сопровождаясь авгитом при 1 180 °C, аортитом при 1 165 °C, затем ильменитом (1 070 °C), пижонитом (1 050 °C), магнетитом (1 030 °C) и, наконец, апатитом (1 010 °C). Несмешивающиеся капли сульфидов в расплаве отмечены в лаве при температуре 1 065 °C. Экспериментально установлено, что пирротин начинает кристаллизоваться при 1 010–1 050 °C в системе Fe – S – O и его состав зависит от fugitivности кислорода. Минимальная температура, при которой никелистые пирротин – магнетитовые руды обособляются как жидккая или кашеобразная масса, находится в интервале 980–1 040 °C. Во всяком случае, все сульфиды никеля затвердевают ниже ~1 000 °C. Присутствие воды в системе оказывает слабый эффект на температуру плавления; вода плохо растворима в сульфидном расплаве. По этой причине Ni обычно редко встречается в гидротермальных месторождениях.

Магматические сегрегационные месторождения могут представлять собой интрузивный массив или отдельную его часть. В иных случаях они характеризуются наличием ценных акцессорных минералов в интрузивной породе, обычной во всех других отношениях. Рудные минералы могут накапливаться в ранних или поздних фракциях, а рудные концентрации могут обособливаться путем гравитационного осаждения в результате несмесимости расплавов или фильтр-прессинга; руды могут быть остаточными или выжатыми в виде кашеобразной массы (рудной магмы) в ранее затвердевшие части плутона или в окружающие горные породы.

Агрегаты рудных минералов обособляются в магматических расплавах в виде вкраплений, небольших гнезд, линз и полосок, поэтому в раннемагматических месторождениях, в которых рудные минералы кристаллизуются первыми, типичными текстурами являются вкрапленные, пятнистые и полосчатые. Рудообразующие минералы в этих месторождениях представлены идиоморфными, скелетными, гипидиоморфными и аллотриоморфными зернами, которые, срастаясь друг с другом, образуют зернистые и коррозионные структуры. Если рудные минералы кристаллизуются после силикатов изверженных пород, то формируются текстуры полосчатая, петельчатая, линзовидная, псевдослоистая, пятнистая, вкрапленная. Между ними могут наблюдаться постепенные переходы.

Перерывы между кристаллизацией силикатов и рудных минералов устанавливаются по брекчиевидной, брекчевой, прожилковой и петельчатой текстурам заполнения. При последующем охлаждении высокотемпературных руд широко проявляются метасоматические процессы, местами существенно преобразующие первичный облик всех минералов, что затрудняет расшифровку последовательности кристаллизации.

В рудах магматических месторождений многие минералы отлагались в виде сложных твердых растворов, претерпевавших затем многоступенчатый распад. При определении минеральных парагенетических ассоциаций требуется тщательно выявлять и разделять минералы, образованные при распаде твердых растворов и кристаллизовавшиеся при гидротермальных наложениях. При интерпретации морфологических особенностей рудных минералов важно учитывать экспериментальные данные по росту кри-

сталлов. Общеизвестно, что из слабо переохлажденных паров, растворов и реже расплавов кристаллы растут в форме многогранников. Их наиболее развитые грани обычно имеют простые кристаллографические индексы. Взаимная ориентация граней, как правило, такова, что размеры каждой из них тем больше, чем меньше ее скорость роста. Габитус определяется скоростью роста. Из расплава кристаллы часто растут не ограниченными, а округлыми. Округлые поверхности растут не послойно, а нормально, когда присоединение новых частиц к кристаллу происходит практически в любой точке поверхности.

Поверхности кристаллов, растущих послойно, являются атомно-гладкими, поверхности, растущие нормально, в атомном масштабе являются шероховатыми. Частицы кристаллизующегося вещества поступают к изломам из раствора за счет диффузии, а при послойном росте из паров – также из адсорбционного слоя благодаря диффузии по поверхности. Скорость роста кристаллов из раствора определяется степенью легкости отделения строительной частицы от молекул или ионов растворителя и пристройки их к изломам. Скорость роста из расплавов обусловлена легкостью изменения относительных положений соседних частиц жидкости, т. е. ее вязкостью.

Рост высокотемпературных рудных минералов в силикатных расплавах обычно не встречает препятствий, поэтому первичные хромит, ильменит, титаномагнетит, ульвошинель встречаются часто в виде изометричных кристаллических зерен, включенных в силикаты или выполняющие промежутки их зерен. В краевых частях магматических тел, особенно в быстро затвердевающих базальтах, часто наблюдается вкрапленность скелетных кристаллов сложных оксидов железа и титана. При последующем отжиге и окислительном распаде внешний облик единичных зерен сохраняется.

В крупных рудных скоплениях (гнездах, шлирах), отожженных при медленном охлаждении, образуются полигональнозернистые структуры, в которых углы между гранями и тройные сочленения в мономинеральных агрегатах приближаются к 120° . Различия в скорости и температуре кристаллизации разных фракций расплава особенно наглядно проявлены в облике оксидно-сульфидных Fe – Ni – Cu-руд. Оксиды железа и титана кристаллизуются раньше, образуя идиоморфные или скелетные формы. Сульфиды в это время

были в расплавленном состоянии, поэтому они выполняют оставшееся пространство, образуя "капли" в стекловатой массе базальтов.

В регressiveные стадии во всех магматических месторождениях широко проявлены эпигенетические преобразования, формируются гидротермально-метасоматические ассоциации, расширяется круг полезных ископаемых как в пределах ранее образованных залежей, так и в автономных флюидопроводящих зонах.

2.2 Текстуры и структуры вулканогенно-осадочных руд

Большая группа месторождений залегает в эфузивно-пирокластических и вулканогенно-осадочных толщах, тесно связана с их формированием. Это колчеданые месторождения, сложенные преимущественно пиритом с подчиненным количеством халькопирита и других сульфидов, залегающие в разной степени метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексах. Их аналогами являются полиметаллические сульфидные рудопроявления, обнаруженные на дне Мирового океана в разных геодинамических обстановках (Бортников, Викентьев, 2005). Другими примерами являются месторождения и рудопроявления ритмично-слоистых кремнисто-гематитовых руд, а также железисто-кремнистых и марганцовистых руд в вулканогенных свитах фанерозоя. Докембрийскими аналогами служат месторождения типа железистых кварцитов и гондитов, а современными – отложения на действующих вулканах островных дуг и на океаническом дне.

Одним из уникальных объектов по формам проявления минерализации, слабой степени метаморфизма и высокой сохранности первичных структурно-текстурных признаков, несмотря на кембрийский первичный возраст оруденения, является Озерное месторождение *колчеданно-полиметаллических руд* в Еравнинском рудном районе Бурятии (Дистанов, Ковалев, 1975). Основная масса руд на месторождении сформирована гидротермально-осадочным путем как продукт седиментации и диагенеза сульфидов железа, цинка и свинца, карбонатов, сульфатов и других минералов. Наложенное или сопряженное проявление гидротермально-метасоматических и контактowych процессов в связи с интрузивны-

ми образованиями привело к усложнению облика руд, изменению минерального состава и локальным перемещениям вещества.

Текстуры и структуры руд на этом месторождении являются наиболее надежным источником информации о процессах гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического и контактово-метасоматического минералообразования. Первичные руды месторождения имеют седиментационные слоистые текстуры и скрытокристаллическое строение. Широко распространены равномерно- и неравномерно-слоистые, ритмично-слоистые текстуры руд и осадочных (карбонатных, карбонатно-туфогенных) пород с тонкодисперсными сульфидными минералами. Наряду с ритмичными текстурами с сортировкой по размеру минеральных частиц представлены также монотонные хемогенно-седиментационные ритмичные руды пирит-сiderитового, пирит-сiderит-сфалеритового и пирит-сфалеритового состава. Среди первично-осадочных текстур встречаются седиментационно-брекчевые: крупноглыбовые брекчевые сейсмогравитационные, мелкообломочные брекчевые сортированные и несортированные с сульфидным, карбонатным и смешанным цементом. Формирование рудных осадков в участках сложно расчлененного морского дна и повышенной тектонической активности привело к появлению подводно-оползневых текстур, плойчатости, будинаха и других проявлений деформаций в разной степени литифицированных отложений. В процессе уплотнения осадков и диагенеза происходило нарушение первичного слоистого узора, локальное перераспределение компонентов. В целом, текстуры седиментационно-гидротермальных руд аналогичны переслаивающимися с ними породными прослойями.

Существенно иной текстурный узор имеют гидротермально-метасоматические руды, которые пространственно сопряжены с седиментогенными или образуют самостоятельные залежи. Среди них распространены массивные, вкрашенные, прожилково-вкрашенные, гнездово-вкрашенные, прожилковые текстуры, а также унаследованные полосчатые, реликтово-полосчатые и наложенно-полосчатые текстуры. В участках наложенных пликативных и дизъюнктивных дислокаций проявлены катакластические, гнейсовидно-полосчатые, плойчатые, брекчевые и более сложные текстуры, сочетающие элементы реликтового строения и метасомати-

ческих преобразований. В контактах с дайками субвулканических пород отмечается проявления контактного метаморфизма, фиксирующиеся изменением минерального состава руд, нарушением полосчатости, сменяющейся пятнисто-вкрапленным, полигонально-зернистым строением.

Характерными структурными особенностями первичных руд является глобулярное и кристаллически-глобулярное равномернозернистое, тонкозернистое, колломорфное и скрытозернистое строение пиритовых и галенит-сфалерит-пиритовых агрегатов. Размер глобулей фрамбоидального пирита составляет 1–7 мкм. Из нерудных минералов, ритмично переслаивающихся с сульфидами либо отлагающихся совместно с ними, присутствуют сидерит, кальцит, анкерит, доломит и небольшое количество кварца. В процессе диагенеза и метасоматических преобразований происходил рост метакристаллов пирита, арсенопирита, появление пирротина в виде пятнистых и тонковкрапленных выделений в сфалерите или в тесной ассоциации с галенитом.

Для перекристаллизованных руд характерны также порфиро- и гранобластовые, идиоморфно-бластические структуры со скелетными и корродированными формами кристаллов пирита, субграфические агрегаты сфалерита, галенита, пирротина, халькопирита. В подвергнутых рассланцеванию участках появляются секущие и послойные прожилки с крупнокристаллическими агрегатами кварца, карбонатов, хлорита, мусковита и сульфидов – сфалерита местами с эмульсионной вкрапленностью халькопирита, галенита, арсенопирита, пирита, пирротина. Типично зональное строение таких прожилков выполнения. Галенит, халькопирит, пирротин выполняют их центральные части, а в зальбандах локализованы сфалерит, кварц, карбонаты и оторочки метакристаллов пирита и арсенопирита, постепенно переходящие в первичные сульфиды глобулярного строения.

Часть текстур и структур являются сходными (конвергентными) в колчеданных гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических разностях руд. Для расшифровки этой неопределенности необходимо тщательное прослеживание минеральной зональности, фациальных переходов при детальном минералогическом картировании рудных залежей, привлечение результатов гео-

химических и структурно-минералогических лабораторных исследований. Степень связи колчеданных руд с вулканическими процессами изменяется от руд в вулканических жерлах, к переслаиванию руд с вулкано-кластическими отложениями и до нахождения руд в преобладающих терригенных породах. Поэтому часто на начальном этапе изучения впервые открытого рудопоявления не удается однозначно отнести рудопоявление к тому или иному генетическому типу. К тому же не следует исключать возможность пространственного совмещения разных минеральных типов рудной минерализации. Так, например, в необазальтах срединно-океанических хребтов в одном штуфе можно наблюдать округлые затвердевшие капли рудного расплава, сложенные многокомпонентным оксидно-сульфидным твердым раствором, зональные гнезда пирротина, халькопирита, сфалерита, окаймленные метакристаллами пирита, и тонкие прожилки фрамбоидального пирита.

Наиболее полно текстуры и структуры, характеризующие условия формирования *вулканогенно-осадочных железных руд*, изучены А. С. Калугиным (1970) в Калгутинском рудном районе Алтая. Ритмично-слоистые кремнисто-гематитовые руды, внешне похожие на полосчатые джеспилиты докембрийских железорудных формаций, залегают среди вулканогенно-осадочных толщ нижнего-среднего девона. Рудный горизонт залегает над существенно туfovыми отложениями риолито-кератофирового состава с гидротермальными поствулканическими отложениями соединений железа вблизи древней дневной поверхности. В подрудном горизонте отмечается сингенетическая рассеянная вкрапленность дисперсного гематита в основной массе порфиритов, гидротермально-метасоматические отложения гематита в зонах окремнения и аргиллизации вулканических пород типа фумарольно-сольфатарных полей, а также диагенетические конкреции гематита в алевропелитовых туффитах.

Стратифицированные гематитовые руды Алтая отличаются ярко выраженной горизонтальной ритмичной слоистостью с толщиной чередующихся слоек гематита и туффита чаще всего от миллиметров до сантиметров, обычно же в пределах 0,5 – 1 см. Основными компонентами являются рудное вещество и силикатная кластика. В составе кластики преобладает вулканический пепел. По

комплексу текстур и структур выделяются две группы первичных рудоносных лиофаций – алеврито-псаммитовая и пелито-алевритовая. В разрезах более крупнозернистых лиофаций, кроме преобладающей горизонтальной ритмичной слоистости, встречается линзовидная, волнистая и реже – косоволнистая. Часто наблюдается градационная слоистость. Рудное вещество в таких слоях приурочено к более тонкозернистой их части. В основании слоев нередко ясно видны размыты подстилающих слойков. В рудах алеврито-псаммитовых лиофаций распространены знаки ряби волнения, трещины усыхания, желоба размыва и пласти автокластических брекчий, частые ясно выраженные подводные оползни, полости от газовых пузырей, гиероглифы, в том числе следы ползающих и роющих организмов, мелкие и крупные частично автохтонные растительные остатки.

Руды тонкозернистых пелито-алевритовых лиофаций считаются более удаленными от берега и относительно глубоководными, не подвергшимися осушению отложениями. Главной и почти единственной формой слоистости является градационная горизонтальная ритмичная. Чередующиеся в рудах слойки вулканокластики и гематита объединяются в ритмослои с размывами в их основании. В рудных слойках алеврито-псаммитовой и пелито-алевритовой фации главный аутигенный минерал – гематит, тонкочешуйчатый или плотный, часто образующий микроолиты или микросферолиты с размерами меньше сотых долей миллиметра, с едва различимыми центрами роста. В более бедных железом слойках можно видеть, как микросферолиты гематита в виде полусфер нарастают на поверхности обломочных зерен, в частности – на фрагментах витрического вулканического пепла. При увеличении количества гематита он образует базальный цемент, в ячейках которого заключены обломки нерудных минералов и пород. Постоянной и характерной обломочной примесью в рудных слойках оказывается вулканический пепел, нередко в виде отлично сохранивших форму обрывков пузырчатой ткани, рогулек, осколков, изометричных зерен и нитевидных волокон. Характерные формы витрокластики замечаются сразу в шлифах на фоне непрозрачной рудной массы, тогда как в нерудных слойках, где пепла несравненно больше, он распознается с трудом. Наряду с пеплом, хорошо сохранившим форму благодаря

захоронению в железистом илу, часто встречаются слойки с отчетливо перемытой вулканокластикой.

В облике руд нашли свое отражение явления диагенеза, эпигенеза и метаморфизма. Сохранившаяся в целом кластическая структура чередующихся с рудами туффитов псаммитовой, алевритовой и даже пелитовой размерности, отсутствие или только местное и слабое проявление кливажа, преобладание гидрослюдистого и хлоритового тонкочешуйчатого цемента, хорошая сохранность мельчайших оолитов и сферолитов гематита указывают на общую относительно низкую степень преобразования руд и вмещающих пород. Отметим наиболее существенные из них.

В рудах фации мелководья наблюдаются трещины усыхания в собственно рудных слойках, в обломках рудных слойков в автокластических брекчиях и конкреционных отложениях. Одним из важных преобразований морфологии и состава руд было формирование диагенетических рудных конкреций и некоторое стяжение рудного вещества во многих рудных слойках к их центральной части. В результате этого вместо первично строго слоистого распределения рудного вещества возникли современные преобладающие слоистополосчатые и более редкие слоисто-линзовидные и слоистоузловатые текстуры руд со слабо и местами даже резко секущим положением обогащенных гематитом полосок, линз или узлов-конкреций по отношению к слоистости. Наряду с этим местными усложнениями первичной морфологии уплотнение рудных осадков сопровождалось развитием более простой горизонтально слоистой текстуры сравнительно с более сложными первичными формами слоистости, запечатленными в конкрециях. Многочисленные нарушения морфологии рудных осадков происходили при сейсмических и штормовых встрясках, под действием подводных оползней, грязевых и мутьевых потоков.

Значительные нарушения первичных текстур вызваны образованием в осадках газовых пузырей и прорыве некоторых пузырьков через экранирующие слои. Изредка отмечающиеся массивные прорывы пузырьков с образованием кратеров скорее всего отвечали моментам резкого уменьшения столба перекрывающей воды. Многие полости газовых пузырей в одном и том же слое бывают одинаково наклонены в разрезе и однообразно ориентированы и удлине-

ны в плане, что указывает на происходившее слабое оползание заключающего их осадка.

Нередкие нарушения первичной морфологии рудных осадков вызваны ползающими и роющими организмами. Облик руд изменяется также при росте кристаллов барита, карбонатов и пирита, а также глиптоморфоз по галиту. Рост этих минералов и псевдоморфоз по ним не вызывал деформации вмещающих слоев. К числу вторичных проявлений относится образование красных кайм реакционного типа в рудных осадках глубоководной зоны, сферолитов кварцина и гидрослюды при глубоком химическом разложении обычных туффитовых руд.

В туфах подрудных пачек имеются метаколлоидные кремнисто-гематитовые скопления, которые похожи на близповерхностные отложения опала и бурого железняка, широко распространенных на выходах термальных источников и на фумарольно-сольфатарных полях в современных вулканических областях.

Вулканическое стекло пепловых частиц в слоистых гематитовых рудах преобразуется в пелитоморфный микрозернистый агрегат гидрослюды, хлорита, кремнистого вещества и пр. Формы пепловых частиц при этом хорошо сохраняются только в рудных слойках. Кристаллокластический материал изменяется в тех же рудах в меньшей степени, чем витрокластический. За счет глинистой части туффитовых прослойков в рудах образуется существенно гидрослюдистый или хлоритовый микрочешуйчатый агрегат.

Одним из типоморфных аутигенных минералов вулканогенно-осадочных кремнисто-гематитовых руд Алтая является турмалин, являющийся дополнительным показателем вероятного вулканогенного источника рудного вещества. Поскольку примеси бора сорбируются гидроксидами железа, то, кроме глинистого вещества и вулканокластики, они были источником бора для турмалина.

В числе минеральных новообразований в рудоносных отложениях отмечаются пирит, рутил, апатит, барит, карбонаты, апатит. Обломки кварца, ильменита, титаномагнетита, циркона, апатита встречаются в рудоносном горизонте и в подстилающих слоях.

В зонах регионального метаморфизма фации зеленых сланцев за счет первичной слоистой кремнистой гематитовой руды с плотной метаколлоидной структурой рудных слойков возникает полосчатый

сланцеватый вкрапленно-зернистый агрегат с идиобластами магнетита, двориками кварца, серицита и мусковита. Существенно кластические и пелитоморфные структуры туффитовых слойков в рудах замещаются кристаллобластическими за счет новообразований кварца, альбита, актинолита, биотита, эпидота и других минералов.

А. С. Калугин (1970) подчеркивает, что в составе кластики в первую очередь происходит полное перерождение витрического пепла. Природа лучше сохраняющейся кристалло- и литокластики в этом случае оказывается неясной. Без сопоставления с менее метаморфизованными или более грубо обломочными разностями вулканокластика в рудах фации зеленых сланцев может быть легко принята за чисто терригенную без участия пирокластического материала. Достаточно хорошо в рудах сохраняются черты крупной градационной слоистости, крупные знаки ряби, прослои с отмытой тяжелой фракцией. В зонах контактовых ореолов интрузивных массивов происходит полная трансформация рудного вещества. Важнейшим морфологическим аргументом за первичную сингенетическую природу руд остается подобие текстур руд и вмещающих пород.

2.3. Текстуры и структуры метасоматических руд

Процессы рудоотложения в большинстве месторождений твердых полезных ископаемых тесно связаны с магматизмом и метасоматизмом. Трудно назвать такое рудное месторождение, в котором в том или ином виде не обнаруживались бы признаки замещения одних минералов другими. Явления замещения (англ. – *replacement, metasomatism, нем. – verdrängung*) – наблюдаются в масштабе отдельных зерен, частей породы или руды и вплоть до преобразования крупных блоков литосферы. *Метасоматоз, метасоматизм, метасоматические процессы* – практически синонимы (Метасоматизм..., 1998). Тем не менее, *метасоматозом* некоторые исследователи обозначают отдельный метасоматический процесс (К-метасоматоз, щелочной метасоматоз и т. п.), тогда как под *метасоматизмом* понимают совокупность метасоматических изменений в целом. Наиболее полно отвечает этому понятию следующее определение. *Метасоматические процессы* – это такие процессы преобразования горных пород и руд, происходящие путем замещения

одних минералов другими, которые сопровождаются изменением химического состава пород или руд и совершаются с сохранением твердого состояния пород или руд в целом под действием растворов, связанных с внутренними эндогенными процессами Земли.

По мнению В. А. Жарикова (Метасоматизм..., 1998), это определение исчерпывающе выделяет метасоматизм среди других эндогенных процессов. Прежде всего указывается способ или механизм осуществления процесса: путем замещения одних минералов другими. Резко преобладающее, главное значение имеет процесс растворения минералов и одновременного осаждения на этом месте другого или других новообразованных минералов. Об этом свидетельствует непременное присутствие в метасоматитах псевдоморфоз, образованных обычно несколькими новообразованными минералами по исходному минералу.

Вторая, очень важная составляющая определения метасоматизма как процесса, происходящего с сохранением твердого состояния породы в целом, означает, что объем пор, занятых раствором, крайне незначителен по сравнению с объемом породы и все вещество в порах находится в растворенном состоянии. Это свойство метасоматических процессов радикально отличает их от магматических явлений и от выполнения пустот или открытых трещин. Кристаллизация расплавов или кристаллизация из растворов в свободном объеме (полости, открытые трещины и т. п.) происходит по принципу эвтектики и эвтоники, противоположным по своей направленности метасоматизму. Отличительным признаком метасоматизма является стремление к уменьшению числа минералов, к мономинеральным породам по мере течения процесса. Напротив, принцип эвтектики и эвтоники предопределяет увеличение числа минералов в ходе кристаллизации.

Метасоматизм, согласно определению, протекает с изменением химического состава исходных пород; при этом также изменяются содержания петрогенных (и рудных) компонентов. Преобразования горных пород, при которых изменяется только содержание воды и углекислоты, т. е. происходят реакции гидратации – дегидратации, карбонатизации – декарбонатизации, не являются метасоматическими, а традиционно относятся к метаморфическим. Привнос-

вынос H_2O и CO_2 – метаморфизм, привнос-вынос также и других компонентов – метасоматизм.

Все особенности состава и строения метасоматитов обусловлены воздействием растворов, обеспечивающих режим дифференциальной подвижности компонентов. Неравномерность распространения метасоматических изменений, четкая приуроченность их к зонам тектонических нарушений и ослабленных контактов, громадный привнос и вынос вещества – все это однозначно указывает на связь метасоматизма с воздействием растворов. Растворы, вызывающие метасоматизм, в общем случае обозначаются как гидротермальные растворы (или флюиды), безотносительно к тому, в собственно жидком или надкритическом состоянии они находятся. Эти растворы отличаются от газов относительно высокой плотностью, существенной растворимостью компонентов, заметной их диссоциацией. Важное значение в извлечении и переносе рудных компонентов принадлежит высоко концентрированным солевым растворам-расплавам.

В зависимости от способа перемещения вещества в растворах выделяют диффузионный и инфильтрационный метасоматоз. К диффузионным метасоматическим процессам относятся такие, при которых перенос вещества осуществляется диффузией в водном растворе. При инфильтрационном метасоматозе перемещение вещества осуществляется течением раствора, в результате его фильтрации или просачивания через горные породы. Диффузионные метасоматиты ограничены по размерам (десятки сантиметров, метры, редко больше), отчетливо приурочены к трещинам, контактовым поверхностям, обнаруживают постепенное изменение состава слагающих их минералов и пород. Напротив, инфильтрационный метасоматизм может захватывать значительные толщи пород с резкими изменениями состава метасоматитов.

Метасоматизм, магматизм и рудоотложение – это тесно пространственно связанные явления. По отношению к магматизму различается метасоматизм магматической (прогрессивной) стадии, сопровождающий магматическое замещение вмещающих пород; метасоматизм послемагматической стадии; метасоматизм, связь которого с магматизмом не очевидна или отсутствует. Наибольший ин-

терес с точки зрения рудоносности представляют собой продукты постмагматического метасоматизма.

Потенциально рудоносные виды метасоматических пород разделяются по отношению к руде на крупнообъемные дорудные, локальные предрудные и околорудные синрудные. Послерудные метасоматиты однообразны, обычно представлены прожилками кальцита, кварца или цеолитов и несут мало информации о руднометасоматическом процессе. К дорудным метасоматитам относятся продукты гидротермального преобразования относительно больших объемов пород, непосредственно не связанного с рудоотложением. Дорудные метасоматиты заключают в себе более поздние рудоносные метасоматиты, а нередко и минеральные ассоциации послерудных метасоматических пород.

Разнообразие метасоматических пород определяется составами магматических и вмещающих пород, режимом кислотности-щелочности флюидов, температурой, давлением и активностью компонентов. Важное значение имеют динамика и кинетика метасоматических реакций. Существует обширная литература по петрологии метасоматических пород, о предпочтительной связи типов полезных ископаемых с их формациями или отдельными фациями. Длительная жизнь гидротермальных систем, которая отражается в присутствии большого разнообразия дорудных, сорудных и послерудных метасоматитов, а также нескольких минеральных типов руд, часто является характерной чертой крупных месторождений. В таких месторождениях происходила длительная эволюция рудномагматической системы от глубокой дифференциации в магматическом очаге, переходе от кристаллизационной дифференциации (стремления к эвтектике) к ликвации. При этом могут формироваться солевые рудоносные расплавы-рассолы и малоплотные метасоматизирующие флюиды.

Скарны, пропилиты и грейзены являются самыми распространенными среди дорудных метасоматитов. В магнезиальных скарнах магматической стадии содержатся только вкрапленные магнетитовые руды, а основная масса оксидных и сульфидных руд сопровождается ассоциациями гидратированных минералов постмагматических стадий. В известковых скарнах самая высокотемпературная магнетитовая минерализация сопровождается амфиболизацией, а

сульфиды отлагаются в кислотную стадию, когда с понижением температуры повышается активность сульфидной серы. В пропилитах, охватывающих большие объемы пород, прожилковое оруденение цветных и благородных металлов сосредоточено в локальных участках проявления кислотного метасоматизма. В гранитных куполах в качестве объемного дорудного метасоматизма выступает грейзенизация, занимающая закономерное место во временных и пространственных рядах околорудно-измененных пород.

В месторождениях цветных, редких и благородных металлов широко распространены березиты, листвениты, грейзены, кварц-серicitовые и кварц-хлорит-серicitовые, аргиллизированные породы, гумбеиты, эйситы и другие более редкие минеральные типы предрудных и рудоносных метасоматитов, в размещении которых проявлена разноранговая метасоматическая и рудная зональность. Рудная минерализация, как правило, располагается в центральной части метасоматически измененных пород, в зоне наивысшей проницаемости рудоносных флюидов.

Существует приуроченность отдельных минеральных типов руд к определенным зонам метасоматической колонки. Так, например, сульфидные полиметаллические руды предпочтительно локализуются в пироксеновых скарнах в силу большей растворимости геденбергита в кислых сульфидных растворах по сравнению с гранатами и другими минералами скарнов. Магнетитовые руды в известковых скарнах образуют компактные скопления в экзоконтактовых зонах, так как карбонатные породы являются наиболее эффективным геохимическим барьером.

Одним из главных вопросов при изучении перспектив оруденения на глубину является соотношение метасоматической и рудной зональности. Главными факторами формирования вертикальной метасоматической зональности являются температура и фугитивность кислорода. Роль кислорода быстро возрастает в самых малоглубинных образованиях, где возможна интенсивная аэрация подземных вод. В субвуликанической и гипабиссальной фациях главную роль имеет градиент температуры. Оруденение имеет тенденцию к локализации в определенной фации метасоматитов и выклинивается в районе фациальных границ. Например, в медно-порфировых месторождениях нижняя граница халькопиритового оруденения

совпадает приблизительно с границей между серицитовой и глубже залегающей кварц-полевошпатовой фацией, а в молибден-порфировых – нижняя граница распространения промышленного молибденита проходит по зоне перехода кварц-полевошпатовых метасоматитов со слабо измененными гранитами.

Метасоматические процессы происходят в очень широких пределах области физико-химических параметров (температуры, кислотности-щелочности, fugitivности кислорода, углекислоты, фтора, хлора, серы, состава замещаемых пород). В определенных метасоматических формациях и фациях минеральное и текстурно-структурное разнообразие руд имеет свои характерные черты, знание которых дает основу рационального поиска и оценки запасов минерального сырья. В качестве типичных примеров разнообразия метасоматических текстур и структур руд могут служить **скарновые месторождения железа** (Мазуров, 1985), которые на территории России встречаются среди метаморфических толщ докембрия Алданского щита, в складчатых областях фанерозоя и в зонах внутриплитного рассеянного спрединга Сибирской платформы.

Таежное месторождение в Леглиерском рудном районе Алданского щита является эталоном **магнезиально-скарновых месторождений абиссальной фации**. Сложно построенные магнезиально-скарновые рудные залежи размещаются преимущественно в контактах метабазитов (пироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев) с доломитовыми мраморами. Рудные залежи весьма неоднородны по внутреннему строению, мощности и текстурно-структурному рисунку руд. В них сложно сочетаются *массивные* мелкозернистые форстерит-магнетитовые, *вкрапленные* кальцит-шпинель-форстерит-магнетитовые, *полосчатые* и *сланцеватые* серпентин-флогопит-магнетитовые, *пятнисто-полосчатые* серпентин-флогопит-клиногумит-форстерит-магнетитовые, *вкрапленные*, *пятнисто-полосчатые* и *штокверковые* флогопит (биотит)-амфибол-пироксен-магнетитовые и более сложного состава руды с сульфидами и другими минералами.

Блоки однородных форстерит (\pm шпинель)-магнетитовых руд мощностью до нескольких метров заключены в рассланцованных и сланцевато-полосчатых серпентинизированных и флогопитизированных магнетитовых рудах. Те и другие разбиты, в свою очередь,

штокверком пироксен-амфибол-флогопитовых жил, местами содержащих в центральных частях пегматоидные гнезда кварца, турмалина, апатита, полевых шпатов и других минералов. Вблизи этих жил отмечается укрупнение зерен флогопита, магнетита, пирротина и других минералов, появление в форстерит-магнетитовой руде псевдоморф клиногумита по форстериту. Переход от богатых руд к безрудным кальцифирам происходит через зону вкрапленных шпинель-форстерит-магнетитовых руд, мощность которой не превышает 2 м. Такая же ширина у вкрапленных руд в контакте со скарнизованными кристаллическими сланцами.

Внутри скарново-рудных залежей зоны серпентинизации, флогопитизации, клиногумитизации имеют неправильные очертания и достаточно резкие переходы к неизмененным рудам, слагают участки от десятков сантиметров до нескольких метров в поперечнике, отражая неоднородности литологии толщи и морфологии флюидопроводящих зон. Местами они выходят за пределы пластиообразных рудных залежей, формируя жилы, не согласные с направлением текстуры кристаллосланцев.

Текстурные особенности руд соотносятся со структурой и составом. Однородные массивные руды обычно равномернозернистые, а все остальные – неравномернозернистые; магнетит в них представлен сочетанием нескольких генераций. Первая генерация магнетита ассоциируется с безводными минералами магнезиальных скарнов магматической стадии – форстеритом, гиперстеном, шпинелю; для нее присущее наличие структур распада твердого раствора магнетит-ильменит-шпинель, внутризерновых и межзерновых частиц ильменита и шпинели. Вторая генерация магнетита сингенетична минералам магнезиальных скарнов постмагматической стадии – амфиболам, флогопиту, клиногумиту. Она не содержит межзерновых частиц шпинели, а внутри зерен лишь местами отмечаются ламеллы герцинита. Третья генерация магнетита – гистерогенная. Она образована при серпентинизации оливинов и хлоритизации пироксенов, а также при дисульфидизации пирротина.

Специфической чертой агрегатов магнетита двух первых генераций является полигональнозернистое строение. На плоских сечениях они имеют ячейки с углами около 120° в тройных сочленениях зерен. Такого рода агрегаты считаются примером относительно вы-

сокой степени межгранной устойчивости, возникшей вследствие уменьшения до минимума потенциальной энергии границ зерен. В этом отношении они подобны структурам пород гранулитовой фации метаморфизма.

Кроме магнезиально-скарновых рудных залежей, образованных в участках реакционного взаимодействия контрастных по химическому составу доломитов и базитов, в этих месторождениях есть залежи *пироксен-скаполит-ильменит-магнетитовых руд*, образованных в участках рассланцевания и метасоматизма первично-магматических пород, обогащенных рудным веществом. В текстурном рисунке таких руд проявлено многократное чередование полос шириной в первые миллиметры, сложенных переменными количествами пироксена, скаполита, магнетита, местами ильменита, прерываемых пятнами сульфидов и прожилками более поздних минералов – амфиболов, эпидота, хлорита, альбита и других. Переход от *тонкополосчатой* тонкозернистой руды к *грубополосчатой* и *однородной* амфибол-биотит-скаполит-магнетитовой руде с ортитом и сульфидами, составляющих главную массу второй рудной стадии, местами осуществляется через *пятнисто-прожилковые* разности. Граница прожилков обычно реакционная. Новообразованный магнетит корродирует все минералы предыдущей ассоциации; пироксен замещается амфиболом и биотитом; скаполит в прожилках разбит трещинками, более кислый по составу, имеет неровные коррозионные границы с магнетитом. Магнетит предыдущей генерации включен в более крупные зерна новой генерации, а ильменит содержится в виде резорбированных реликтов или полностью замещается биотитом.

Во всех генерациях магнетита этих руд, за исключением гистерогенной, содержатся микровыделения шпинели, а также ильменита. В отличие от магнезиально-скарновых руд, размер и количество экссолюционных частиц в магнетитах скаполитсодержащих руд намного меньше, поэтому они обнаруживаются под микроскопом при очень больших увеличениях. Из-за более низких температур кристаллизации этих руд магнетит имеет меньшее количество примеси магния, более герцинитовый состав ламелей шпинели и профанитовый – ильменита.

В *магнезиально-скарновых месторождениях гипабиссальной фации*, локализованных в контактах плутонов с доломитовыми вмещающими породами, размещение залежей и текстурно-структурный облик руд в значительной степени определяется строением области контакта. В конформных залежах, расположенных в непосредственном контакте с активным плутоном, вкрашенные и сплошные магнетитовые руды локализуются в кальцифирах и в шпинель-форстеритовой зоне, а прожилково-вкрашенные – в эндоскарновых зонах или находятся в секущих взаимоотношениях с предыдущими парагенезисами.

Более сложное строение имеют магнезиально-скарновые магнетитовые руды в протяженных длительно развивавшихся трещинных структурах, примером которых служит *Тейское месторождение в Кузнецком Алатау*. Здесь выделяется три этапа эндогенной активности, вызванной становлением трех разнесенных во времени глубинных магматических комплексов. Самые ранние конформные залежи *вкрашенных* и *сплошных* руд претерпели значительные изменения с перемещением рудных масс в протяженных проникаемых трещинных зонах, связанных с внедрением последующих гранитоидных и гранит-сиенитовых массивов. Среди новообразованных руд преобладают *брекчевые*, *брекчевидные* и *желваково-вкрашенные* текстуры. Текстурно-структурный облик самых распространенных на месторождении серпентин-магнетитовых руд свидетельствует о неоднократной перекристаллизации руд, переотложении серпентина и магнетита, которые образовывали большое число совместных генераций. Наличие *колломорфных*, *крустикационных*, *ритмично-полосчатых*, *кокардовых* текстур серпентин-магнетитовых агрегатов однозначно указывает на их переотложение. *Ритмично-зональное строение* проявлено как в отдельных зернах, так и в метакристаллах и агрегатных скоплениях, образованных по механизму послойного роста.

В процессе многоэтапной истории формирования месторождения неоднократно чередовались окислительно-восстановительные условия, чем объясняется развитие мартитизации и мушкетовитизации, формирование наряду с магнетитовыми рудами гематитовых руд, особенно в контактах с сиенитами. Сульфидная минерализация в этих месторождениях обычно наложенная, прожилковая или гнездо-

дово-вкрапленная. В целом прослеживается тенденция развития ранних высокотемпературных ассоциаций скарнов и руд в ближнем ореоле интрузивов, последующая локализация руд в наиболее проницаемых трещинных зонах, а самых низкотемпературных ассоциаций – в узких, но протяженных по вертикали жильных телах.

Эталоном известково-скарновых магнетитовых месторождений гипабиссальной фации может служить *Ирбинское месторождение* в Восточном Саяне (Мазуров, 1985). Строение месторождения и разнообразие текстурно-структурного облика его руд обусловлены проявлением трех крупных циклов постмагматических процессов, синхронных становлению развитых здесь разновозрастных интрузивов. Скарнированию и последующему метасоматическому отложению магнетита подвержены практически все присутствующие в рудном поле породы, за исключением поздних даек. Самыми распространенными метасоматическими породами являются известковые скарны, слагающие пластовые или линзовидные тела, достигающие 2 км в длину, 0,3–0,7 км в ширину и 0,1–0,7 км мощностью. Значительная часть их приурочена к контактам карбонатно-вулканогенных вмещающих пород с краевыми частями и апофизами интрузивов; реже встречаются инфильтрационные скарновые залежи на некотором удалении от интрузивов среди алюмо-силикатных и карбонатных пород. Форма и размеры скарновых тел определяются формой контактовых поверхностей интрузивов, строением и составом вмещающих толщ, трещинной тектоникой и другими факторами.

Текстуры скарнов – пятнистые, массивные, полосчатые, полосчато- прожилковые, гнездовые, брекчевидные, друзовые и другие – отражают многообразие условий образования. Структуры скарнов гетеро-, грано- и пойкилобластовые, от тонко- до гигантозернистых: единичные зерна граната, например, достигают 3–5 см в поперечнике. Кроме главных минералов известковых скарнов (граната, пироксена, волластонита) и акцессорных (титанита, циркона и апатита), часто встречаются реликтовые минералы – кальцит, полевые шпаты, пироксен, амфиболы и др., особенно присущие периферийным участкам скарновых залежей. Многочисленны в скарнах вторичные минералы – эпидот, актинолит, гастингсит, магнетит, хло-

рит, ильваит, бабингтонит, ортит, пренит, пумпеллиит, кварц, карбонаты, цеолиты, сульфиды и многие другие.

Главным минералом рудовмещающих метасоматических пород является гранат, изучение которого (вместе с исследованием и других минералов) позволило вскрыть специфические черты рудно-метасоматических процессов. Гранаты на месторождении, как и в других скарново-железорудных месторождениях, относятся к андрадит-гроссуляровому ряду, причем содержание андрадитового минала колеблется от 21 до 100 %, а содержание пиральспитов обычно в сумме меньше 10 %. Повсеместно устанавливается зависимость состава граната от состава замещаемых пород. Наиболее глиноземистые разности отмечаются в пироксен-гранатовых апотуфовых скарноидах, а также в эндоскарновых зонах диффузионных скарнов. В инфильтрационных залежах, образованных по известнякам, гранаты существенно андрадитовые. В сложнопостроенных волластонит-пироксен-гранатовых скарновых залежах, где хорошо выражена метасоматическая зональность, гранаты очень разнообразны. Здесь развиты полихромные гранаты с темно-зеленой внутренней частью, сменяющейся последовательно медово-желтой, темно- и красно-коричневой каймами. В пределах зон конкретной метасоматической колонки последовательность изменения состава граната выдерживается на значительном расстоянии, но в соседних колонках он может быть иным при сохранении общей тенденции последовательного обогащения глиноземом кристаллизующихся позднее генераций в предрудных скарнах.

Отложение магнетита в известковых скарнах происходит в результате реакции гидротермального раствора (флюида) с ранее существовавшими минералами: растворения и замещения их магнетитом и нерудными минералами, устойчивыми в изменившихся физико-химических условиях. Свидетельством этому являются переходы вкрапленных и брекчевидных руд, содержащих обломки скарнов, в сплошные руды, наличие секущих жилок магнетита в скарнах, а также микроструктурные признаки, такие как пересечение, разъединение, "коррозия" магнетитом в той или иной степени раздробленных зерен скарновых минералов.

Текстуры руд в определенной степени наследуют рисунок исходных пород и зависят от степени их замещения, т. е. интенсивно-

сти метасоматических процессов. *Массивные (сплошные)* текстуры руд образуются при полном замещении исходных пород. В случае замещения известняков среди магнетитовой массы сохраняются зерна "остаточного" кальцита. *Полосчатые* текстуры руд большей частью являются унаследованными. Они возникают при замещении слоистых вулканогенно-осадочных пород или полосчатых пироксен-гранатовых скарнов (или скарноидов). Полосчатость в рудах проявляется по-разному. В одних случаях она видна благодаря чередованию полосок, сложенных гранатом, и полосок, в которых преобладает магнетит. Судя по сохранившимся в таких полосках корродированным зернам пироксена, замещались преимущественно зерна пироксена, а гранат сохранялся. В других случаях полосчатость руд обусловлена чередованием полосок тонкозернистого и среднезернистого магнетита с крупно- и среднезернистым. Установлено, что такие руды были образованы при замещении слоев известковистых туфлитов и мелкообломочных слоистых туфов, обогащенных карбонатным материалом. При этом крупнозернистый магнетит сформировался на месте карбонатных прослоев, а мелкозернистый – при замещении силикатных прослоев. Встречаются также руды, в которых полосчатость связана с субпараллельным расположением пирита, пирротина и других сульфидов, выполняющих поздние микротрещины.

Брекчийидные текстуры руд распространены преимущественно на флангах рудных залежей. Они характеризуются наличием обломков скарнов и вмещающих пород разного размера и формы, которые цементируются рудной массой. Наряду с остроугольными очертаниями обломков распространены их округлые и неровные формы с постепенным переходом от неизмененной породы с рудной вкрапленностью к однородной руде. В участках послерудного дробления встречаются *брекчийевые* руды: обломки руды находятся в карбонатно-хлоритовой породе, одной из самых поздних низкотемпературных ассоциаций. *Прожилковая* текстура руд больше всего проявлена в местах наложенной сульфидной минерализации. В ряде мест, особенно в участках многократного дробления, можно наблюдать сочетание нескольких морфологических типов текстур:

Для магнетитовых руд в известковых скарнах характерны *неравномернозернистые* структуры руд. На фоне мелко- или средне-

зернистой массы наблюдаются более крупные индивиды магнетита, образованные в результате собирательной перекристаллизации. Размер зерен изменяется от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров, значительно реже отмечаются *колломорфные* скопления. Обычно форма зерен магнетита изометрична, а степень идиоморфизма изменяется в зависимости от типа минеральной ассоциации. В карбонатной массе магнетит образует идеально ограниченные октаэдры, а на стенках прожилков нередки его искаженные формы с явлениями геометрического отбора. Довольно часто встречаются зональные зерна магнетита, что легко устанавливается при структурном травлении. Среди поздних генераций есть магнетиты *игольчатого, радиально-лучистого и дендритовидного* строения. В гранатовых скарнах распространен мушкетовит.

Магнетит повсеместно замещается сульфидами, а в зоне окисления – маггемитом и гематитом, вплоть до полной мартитизации. Характерными продуктами гипергенеза магнетита являются гидрогетит, гетит, лепидокрокит, которые образуют корки и сливные массы на рудах, выходящих на поверхность.

В группу известково-скарновых магнетитовых месторождений складчатых областей фанерозоя относятся месторождения, в которых руды локализованы не только в собственно известковых скарнах, но и в альбит-скаполитовых, пироксен-дашкесанитовых и хлорит-амфиболовых метасоматических породах. Они имеют отличия в составе первичных пород, структурно-тектоническом контроле рудных залежей, распространенности отдельных минеральных парагенетических ассоциаций и в текстурно-структурном облике руд. Вместе с тем они кристаллизуются в близких физико-химических условиях, в результате метасоматического отложения магнетита, относятся к одному геолого-промышленному типу, поэтому рассматриваются как отдельные минеральные типы известково-скарновой рудной формации. В крупных месторождениях они выступают как отдельные участки общей протяженной по латерали или вертикали области рудоотложения.

Более широким разнообразием текстурно-структурного облика, вещественного состава, литолого-фацальных и физико-химических условий рудообразования отличаются *скарновые же-лезорудные месторождения ангаро-илимского типа*. Они сфор-

мированы в субвулканической фации глубинности и связаны с взаимодействием пермотриасовых траппов с неметаморфизованными отложениями чехла Сибирской платформы. Рудоносные вулканотектонические постройки пронизывают все неметаморфизованные отложения от венда до нижнего триаса, уходя корнями в кристаллический фундамент. Главными их элементами являются геологические тела, сложенные породами траппового комплекса. В приповерхностных частях это потоки, покровы, мелкие силлы и штоки среди пирокластических отложений, кольцевые и радиальные дайки в окрестностях диатрем, вулканомиктовые отложения кратерных озер. Диатремы (трубки взрыва) округлого или овально-го сечения, воронковидные вверху и цилиндрические, щелевидные внизу, более характерны для терригенной части разреза. Они выполнены разнородными брекчиями, туфами жерловой фации и пронизаны ветвящимися жилами и дайками. Среди расположенных ниже карбонатно-эвапоритовых и соленосных отложений кембрия преобладают серии маломощных силлов, даек, лакколитоподобные и более сложной формы долеритовые тела, занимающие место уничтоженной при внедрении магмы части платформенного чехла.

Такие малоглубинные магматические массы среди химически активных отложений чехла являлись промежуточными рудогенерирующими камерами, ареной крупномасштабных метасоматических процессов. В качестве флюидопроводящих и рудоконтролирующих элементов служили диатремы, соединяющие и оперяющие их линейные, кольцевые трещинные системы, зоны отслоения и межплатформенных срывов в окрестностях диатрем, серии контракционных трещин вокруг и внутри лакколитов и силлов, субвертикальные и послойные системы разрывов и сколов в верхних горизонтах бортовых флексур. В отличие от плутоногенных месторождений гипабиссальной фации, формирование месторождений ангаро-илимского типа было обусловлено неоднократным проявлением и сложным сочетанием процессов разрывной тектоники и эксплозивно-эруптивной деятельности, сопровождаемой взаимодействием базитовых магм с эвапоритами и погребенными рассолами.

Метасоматическими процессами были охвачены переслаивающиеся пачки вмещающих пород – доломитов, известняков, мергелий, каменных солей, ангидритов, туфов, песчаников, аргиллитов, а

также дезинтегрированные породы траппового комплекса и разнородные брекчии. Железные руды сосредоточены только в метасоматизированных магматических и осадочных породах; они отлагались в зонах флюидных потоков путем замещения и выполнения пространства. Магнетит – главный рудный минерал – представлен несколькими генерациями, закономерно изменяется по набору и количеству элементов-примесей, внутренней структуре и морфологии зерен в разных скарновых минеральных парагенетических ассоциациях. Характерной чертой руд является гипогенная мартитизация и маггемитизация; меньше проявленна мушкетовитизация.

Область рудоотложения неоднородна в отношении форм рудных залежей и относительной насыщенности разных участков магматическими и метасоматическими породами, а также морфологическими типами структур и текстур руд. Анализ размещения разных минеральных и текстурно-структурных типов руд дал возможность создать структурно-морфологическую и генетическую систематику рудных залежей, учитывающую роль тектонических, литологических и магматических факторов, а также многоэтапность скарново-рудных процессов (Мазуров, Бондаренко, 1997; Мазуров и др., 2007).

По сумме признаков предложено выделять 4 группы рудных залежей, а в пределах каждой из них – отдельные разновидности. Первую группу составляют рудные залежи в окрестностях промежуточной магматической камеры среди карбонатно-соленосных отложений кембрия. В генетическом смысле они подобны контактово-метасоматическим залежам в плутоногенных месторождениях складчатых областей. Среди них обособляются субпластиевые, зональные, конформные интрузивным телам сложные залежи магнезиально-скарновых магнетитовых руд в контактах лакколитов, штоков, а также в прослоях и на выклинивании маломощных силлов. Здесь встречаются магнезиальные скарны и руды магматической и послемагматических стадий; руды магматической стадии сосредоточены только в экзоскарнах и кальцифирах, причем богатые массивные апатит-форстерит-магнетитовые руды по латерали сменяются брекчевидными, вкрапленными, особенно в местах переслаивания и дезинтеграции маломощных силлов, а затем через зону вкрапле-

плленных руд в шпинель-форстеритовых кальцифирах переходят в нескарнированные вмещающие породы.

Минеральные ассоциации руд постмагматических стадий образуют единый штокверк, захватывающий скарнированные долериты, руды и скарны магматической стадии: *брекчевые галит-хлорит-пироксен-магнетитовые* руды в долеритах сменяются *брекчевыми и жильными серпентинизированными и хлоритизированными* рудами в магнезиальных скарнах и скарноидах. Вторую структурно-морфологическую разновидность составляют линзовидные, столбообразные, неправильной формы скарново-рудные залежи в участках смещения и многократной дезинтеграции, метасоматизма карбонатных пород и апикальных частей долеритовых тел. Характерным признаком является наличие глобулей дезинтегрированных долеритов, окаймленных магнезиальными скарнами с вкрапленностью магнетита в карбонатном мезостазисе.

Третью разновидностью являются залежи, состоящие из мелких послойных линз *полосчатых* галит-магнетитовых руд, разделенных кальцифирами и нескарнированными доломитами, ангидритами, солями. Сопутствующие магнетитунерудные минералы принадлежат парагенезисам гидратированных магнезиальных скарнов. Распространены сульфиды: пирротин, халькопирит, пирит. Это дистальные, наиболее удаленные от центральной рудоносной структуры залежи, либо автономные тела "серых" солей.

Вторую группу составляют субпластиевые рудные залежи в окрестностях рудоносных диатрем. Появление их обусловлено сочетаниями в разрезе рудовмещающей толщи непроницаемых экранов с химически активными и (или) более проницаемыми породами, а также связано с неодинаковой реакцией слоев разной компетентности и мощности при просадочных явлениях. Здесь выделены три типа залежей, контролируемых литолого-стратиграфическими факторами. Первый тип – это субпластиевые залежи *полосчатых, брекчевых, вкрапленных, массивных, послойно-прожилковых и жильных* руд, образующих сложный узор в магнезиальных и известковых скарноидах, содержащих блоки первичных пород красноцветной эвалоритовой формации. Переслаивание неодинаковых по мощности слоев первично лагунно-морских и континентальных отложений, разная степень скарнирования и оруденения отдельных

пачек обуславливают неоднородное внутреннее строение залежи, сочетание в ней условно выделяемых штокверковых, субпластиевых и жильных мелких рудных тел, чередующихся с близкими по размерам безрудными прослоями.

Второй тип образуют субпластиевые, линзовидные залежи *тонкополосчатых, прожилково-вкрапленных, участками оолитовых и массивных* руд в неравномерно скарнированных и оруденелых органогенно-карбонатных, обломочных и глинисто-карбонатных отложениях. Контуры залежей не выходят за пределы насыщенных карбонатами пачек, окружаются узким ореолом *прожилково-вкрапленных* руд в скарнированных алюмосиликатных породах.

Третий тип залежей этой группы представлен субпластиевыми телами скарново-магнетитовых руд под трапповыми силлами, которые служили экранами для восходящих рудоносных флюидных потоков. Скарны и руды здесь *полосчатой* текстуры в результате избирательного замещения слоистых осадочных пород. В перекрывающих силах развит обычно штокверк пироксеновых скарнов с магнетит-кальцит-хлоритовыми жилками выполнения.

Крутопадающие рудные залежи объединяются в третью группу рудных залежей. Они содержат главную массу промышленных запасов месторождений ангаро-илимского типа, отличаются большим разнообразием минерального состава и текстурно-структурного облика руд, что свидетельствует о многократном дроблении и переотложении рудных масс. По связи с рудолокализующими структурами выделяется несколько разновидностей залежей. Прежде всего, это субвертикальные рудные залежи столбообразной и неправильной формы в диатремах («стволовое оруденение»). Поскольку в диатремах содержатся разнородные брекчии вмещающих пород и долеритов, а руды отлагаются в участках повышенной проницаемости и в наиболее благоприятных для обменных реакций местах, то контуры рудных залежей и пород траппового комплекса не совпадают. Прослежена тенденция уменьшения с глубиной площади поперечного сечения «стволовых» рудных тел, их взаимного разобщения и уплощения, переход от воронковидной формы к столбовидной и щелевидной. В диатремах преобладают *брекчевые, брекчевые, сетчато-прожилковые, вкрапленные, массивные, кокардовые, крустификационные, сферолитовые, оолитовые* текстуры руд, отра-

жающие сложный механизм отложения рудного вещества путем замещения и выполнения пространства, неоднократной перекристаллизации и переотложения.

Второй разновидностью в этой группе являются кругопадающие протяженные жильные тела в длительно-живущих зонах разломов. Характерным примером является основное рудное тело Рудногорского месторождения, прослеженное в длину на 3,8 км и представленное серией сближенных жил суммарной мощностью около 40 м. При пересечении рудоносных диатрем оно сохраняет мощность, окружается брекчевидными и вкрапленными рудами или расщепляется и теряется. Типоморфными текстурами руд этих залежей являются оолитовые, полосчатые, брекчевидные, почковидные, кrustификационные, гребенчатые, кокардовые, характерные для выполнения открытых полостей. Здесь совмещены руды разных поколений и минерального состава – от ранних апатит-форстерит-магнетитовых до самых поздних кальцит-хлорит-магнетитовых и кальцит-гематитовых, что предполагает длительную историю жизни рудолокализующей тектонической зоны.

В качестве особой разновидности могут быть выделены кругопадающие рудные залежи в радиальных и кольцевых трещинных системах по периферии диатрем. Как и в кимберлитовых рудных полях, размещение трещинных систем указывает, что они образованы в прогressiveный этап формирования вулканокупольных структур, при частичном унаследовании сдвигово-разрывных нарушений регионального ранга. Судя по вещественному составу и текстурно-структурным особенностям, здесь отмечаются высокотемпературные руды фузивного типа, а метасоматические процессы и рудное жильное выполнение наиболее масштабно проявлено только в поздние гидротермальные стадии.

Особую группу в месторождениях ангаро-илимского типа составляют рудные залежи в приповерхностных частях вулканотектонических построек, в пределах кратерных растрюбов и кальдер. Они представлены оруденелыми линзами брекчий обрушения, туфогенно-осадочных и вулканомиктовых отложений кратерных озер. Все они связаны с просадкой, компенсацией выщелоченного пространства, уплотнения скарново-рудной колонны стволового оруденения. В основании этих залежей обычно встречаются участки обломоч-

ных скарново-магнетитовых руд, а также секущие жилы, линзы новообразованных гидротермально-метасоматических железных, медных и сульфидных руд. Среди оксидов встречается мушкетовит, крайне редко распространенный среди других типов рудных залежей. Рудные залежи такого типа являются самыми поздними среди продуктов гипогенного цикла.

2.4. Текстуры и структуры руд гидротермальных месторождений

Гидротермальные месторождения принадлежат к наиболее широко распространенному и разнообразно проявленному генетическому классу рудных месторождений. Особенности строения руд самых различных типов гидротермальных месторождений определяются следующими главнейшими факторами (Бетехтин и др., 1964; Синяков, 1986): 1) способом отложения рудного вещества (выполнение трещин или других пустот и полостей или замещение); 2) условиями кристаллизации из растворов (выпадение в виде кристаллического осадка или геля); 3) стадийностью (смена минеральных ассоциаций во времени, тектонические движения); 4) последующими преобразованиями (под влиянием различных видов метаморфизма). В структурах и текстурах руд гидротермальных месторождений проявлены и отражены эти факторы в разных сочетаниях.

Кристаллизация из гидротермальных растворов происходит и в других генетических типах месторождений – в скарновых, грейзеновых, альбититовых и других, но там она проявляется только в заключительные стадии минералообразования и заключается в отложении преимущественно нерудных ("жильных") минералов. Собственно гидротермальные месторождения отличаются большим разнообразием рудных минеральных ассоциаций, которые являются эпигенетическими по отношению к вмещающим породам. Рудное вещество привносится гидротермальными растворами извне, а его отложение происходит путем выполнения трещин и их систем, замещением вмещающих пород или сочетанием процессов отложения и замещения пространства. Для гидротермальных месторождений характерно преобладание жильной формы рудных тел – простых

жил и сложных жильных систем, штокверков с многостадийным заполнением минеральным веществом трещинного пространства. Рудные тела сопровождаются околоврудными метасоматическими ореолами измененных пород. В месторождениях разных металлов встречается большая группа так называемых сквозных минералов. Это кварц, кальцит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, серицит, хлорит, эпидот, актинолит и другие минералы.

Гидротермальные месторождения группируются по температуре и глубине образования; по механизму отложения руд и форме рудных залежей; по удаленности и стадиям развития магматического очага; по типам измененных пород и другим признакам. Классификация по типам рудообразующих систем позволяет выделить три класса гидротермальных месторождений: вулканогенно-гидротермальные, плутоногенно-гидротермальные и метаморфогенно-гидротермальные. Они отличаются по источникам энергии, вещества и физико-химическим параметрам рудообразующих процессов, что отражено в текстурно-структурных особенностях руд.

Современные наземные гидротермальные месторождения прежде всего являются теплоэнергетическими источниками. Наиболее интенсивное рудообразование развивается при разгрузке гидротерм по вертикальным разломам над областью их глубинной генерации. Это мышьяково-сульфидная и серная минерализация в кремнистых и карбонатных породах. Встречаются киноварь, метациннабарит, самородная ртуть, антимонит, метастибнит, реальгар, аурипигмент, пирит, золото, органическое вещество, сера, ассоциирующиеся с опалом и глинистыми минералами. С глубиной сульфидная мышьяково-сульфидная минерализация сменяется на свинцово-цинковую с пиритом и марказитом. Сульфиды содержат примеси серебра, золота, мышьяка. Золото и серебро концентрируются в кварц-адуляровых метасоматитах. Наиболее характерными новообразованными минералами в областях современного вулканизма являются монтмориллонит, каолинит, хлорит, серицит, цеолиты (морденит, ломонтит, вайракит, гейландит), кварц, халцедон, опал, кальцит, пирит, адуляр, альбит. Быстрое отложение минералов при вскипании гидротерм приводило к формированию кол-

ломорфных, ритмично-полосчатых минеральных агрегатов, выполняющих полости и цементирующие обломки пород.

Вулканогенно-гидротермальные месторождения образуются в приповерхностных условиях в тесной связи с породами вулканических жерл и других вулканических образований. Это золото-серебряные, свинцово-цинковые с серебром, олово-серебряные и медные месторождения американской ветви Тихоокеанского пояса, золоторудные и золото-серебряные, ртутные и медные месторождения западной ветви Тихоокеанского кольца. К типичным минералам руд относятся халцедон, пластинчатый кварц, опал, адular, серицит, минералы серебра, селена, теллура, сульфосоли золота и серебра, колломорфный кассiterит, сера, киноварь, диккит, каолинит, алунит, гипс, барит. Рудам свойственно большое разнообразие текстур и структур, обусловленное разной изменчивостью физико-химических параметров минералообразования. Широко распространены ритмично-полосчатые, сферолитовые, крустификационные, друзовые, брекчевые, прожилковые, вкрашенные и массивные текстуры. Довольно часто встречаются разнообразные метаколлоидные, колломорфные текстуры руд, указывающие на коллоидный характер рудоносных растворов и быстрое их охлаждение. Развиты также текстуры собирательной перекристаллизации, порфиробластовые структуры.

Плутоногенно-гидротермальные месторождения разнообразны по типам металлических (медь, молибден, вольфрам, олово, свинец, цинк, сульфиды, мышьяк, ртуть, золото, уран и др.) и неметаллических полезных ископаемых (флюорит, тальк, магнезит и др.). Они распространены в разных геодинамических и структурно-тектонических обстановках, во всем интервале от малых до больших глубин земной коры, от докембрия до современности. Их формирование и размещение контролируется набором магматических, литологических и структурных факторов. Рудные тела изменяются от единичных жил до штокверков. Они прослеживаются по простиранию и падению на сотни метров. Наблюдается зональность оруденения и неравномерное распределение качества и количества рудных и сопутствующих минералов.

Жильные месторождения – это важнейшая группа плутоногенных гидротермальных образований, содержащих крупные запасы

руд: W, Sn, Mo, Bi, Pb, Zn, Hg, Sb, As, Au, U – и ряда других металлов. Рудные жилы – это пластиноподобные тела, мощность которых очень изменчива, но всегда мала по сравнению с длиной по простиранию и падению. По форме различают жилы поперечные (секущие), пластовые, седловидные, ступенчатые, камерные, минерализованные зоны смятия и дробления, штокверки. Для жил характерны симметрично-полосчатые, друзовые, гребенчатые и крустификационные текстуры. Встречаются сложные полосчатые, поясовые жилы, состоящие из ряда субпараллельных, соприкасающихся друг с другом жил или прожилков разной мощности. Такие жилы образуются при неоднократном возобновлении тектонических подвижек, повторных открытых трещин.

В минеральном составе руд резко преобладают кварц и карбонаты. В минеральных типах глубокозалегающих месторождений больше всего минералов наблюдается вблизи зальбандов. По мере приближения к центру их число постепенно убывает. Центральные части жил выполнены мономинеральным агрегатом кварца или карбонатов. В приповерхностных рудных жилах наибольшее число минералов встречается в центральных частях жилок.

В редкометалльных месторождениях отмечается определенная последовательность нарастания минералов на стенах трещин. Вдоль зальбандов размещаются наиболее ранние генерации вольфрамита, кассiterита, молибденита, висмутина. Центральная часть жил выполнена самыми поздними нерудными минералами. Арсенопирит, сфалерит, халькопирит, галенит, блеклые руды занимают промежуточное положение и развиваются позднее вольфрамита и кассiterита, но раньше основной массы нерудных минералов. Жилы, содержащие обломки вмещающих пород, всегда богаче минералами более ранних стадий минералообразования. Строение и состав жил изменяются при пересечении ими различных пород: в них возрастает роль минералов, содержащих компоненты вмещающих пород.

По механизму кристаллизации различают жилы выполнения и жилы замещения, а также жилы с участками перекристаллизации. Для жил выполнения характерны резкие контакты с вмещающими породами, наличие в руде угловатых обломков вмещающих пород, крустификационные, гребенчатые и друзовые текстуры. Жилы за-

мещения имеют неровные контакты, наследуют текстуры боковых пород и содержат реликты слагающих их минералов. В участках перекристаллизации распространены порфиробластовые структуры минералов, полости выщелачивания, выполненные минералами послерудных стадий.

Характерным примером плутоногенно-гидротермальных месторождений является *Сорское месторождение* в Кузнецком Алатау, относящееся к медно-молибден-порфировому формационному типу (Сорское..., 1976). Оно является типично *штокверковым*. Главная масса его руд связана с кварцевыми жилами, жилками и прожилками; ограничено развиты богатые брекчевые руды. Второстепенное значение имеют руды вкрапленные. *Прожилковые* руды – это ведущий тип оруденения. Количественно преобладают мелкие прожилки (мощностью 1–5 см), но основную роль в оруденении, исходя из объема заключенных в них сульфидов, играют кварцевые жилы мощностью 5–20 см. Крупные жилы (мощностью 0,5 м и более) встречаются не часто и, как правило, бедны молибденитом. Длина жил пропорциональна их мощности и изменяется также в широких пределах.

Жилки и прожилки распределены неравномерно. По периферии месторождения и с глубиной прожилки становятся все более мелкими и редкими, содержание в них молибденита постепенно падает. Внутри рудной зоны чередуются линейные зоны сгущения и разрежения жил и прожилков. У маломощных жил контакты прямолинейные, у прожилков и жил часто извилистые, неровные, но во всех случаях резкие с выдержаными элементами залегания даже при переходе из одних пород в другие. Кварцевые жилы и прожилки относятся в типу выполнения открытых трещин, и распределение их в рудном поле обусловлено интенсивностью дробления в предрудный этап. Об этом свидетельствует и внутреннее строение жил и прожилков. Основу их составляет кварц (80–90 %), почти постоянно присутствуют калишпат, пирит, молибденит, халькопирит, реже флюорит, карбонаты, сфалерит, галенит и другие минералы. В большинстве случаев редкие мелкие зерна и агрегаты пирита и халькопирита рассеяны в массе кварца, а молибденит концентрируется прерывистыми полосками по зальбандам. Довольно часто встречаются жилы и прожилки, в которых молибденит совместно с

другими сульфидами образует беспорядочно расположенные неправильной формы и различных размеров гнезда и вкрапленность по всей массе кварца. И наконец, нередко наблюдается текстура "слоеного пирога", когда "прослои" кварца разделены параллельными зальбандами "прослоями" молибденита или калишпата. Толщина последних 1–2 мм, количество их зависит от мощности жилок, местами достигает 5–7. Слоистая текстура подчеркивается согласной с прослойми линейной штриховкой в кварце, обусловленной струйчатым расположением газово-жидких включений.

Все три разновидности внутреннего строения могут совмещаться в одной жиле даже в условиях однородной вмещающей среды. При переходе жилы из одной породы в другую элементы залегания, как правило, сохраняются, но размещение молибденита часто изменяется. В кварцевых жилах среди гранитов молибденит может находиться в зальбандах и внутри кварца, а среди диоритов он отлагается исключительно в зальбандах жил. Поэтому на границе гранита и диорита смена строения кварцевых жил – явление обычное.

По данным детального минералогического картирования всех участков месторождения, в жильном типе руд выделено несколько минеральных ассоциаций, оценено их распределение, приблизительный масштаб развития и последовательность кристаллизации. К самым ранним отнесены очень тонкие (0,5–3 мм) и короткие (10–50 см) мономинеральные или с небольшим количеством кварца прожилки пирита и молибденита. Пиритовые прожилки развиты в диоритах и роговиках. Мономинеральные молибденитовые прожилки местами с небольшим количеством темно-серого кварца сопряжены с кварц-полевошпатовыми метасоматитами, вслед за которыми они образованы.

К продуктам собственно гидротермального рудного процесса отнесены жилы крупнокристаллического, нередко друзовидного белого и молочно-белого кварца. В их зальбандах обычны полевошпатовые оторочки, местами с хлоритом, биотитом, актинолитом, а внутри жил – беспорядоченно расположенные гнезда калишпата и пустоты выщелачивания. Встречаются редкие мелкие зерна флюорита. Из рудных минералов постоянно в заметных количествах присутствует крупнозернистый идиоморфный пирит и очень редко – халькопирит и молибденит. Жилы этой первой пирит-

калишпат-кварцевой стадии приурочены исключительно к верхней части месторождения и характеризуются сравнительно крупными размерами.

Ведущими по распространённости и роли в формировании промышленного оруденения являются мелкие и средние по размерам жилы и прожилки. Они локализованы с некоторым перекрытием ниже жил первой стадии. Сложены они зернистым серовато-белым полупрозрачным кварцем с подчиненным количеством калишпата в зальбандах или параллельных им полосках внутри жилок. Пустоты выщелачивания мелкие и встречаются редко. Флюорит распространен широко, но неравномерно, чаще окрашен в фиолетовый цвет, реже – в зеленый. Из сульфидов присутствуют пирит, молибденит, халькопирит, иногда, сфалерит и галенит.

Пирит заметно преобладает над другими рудными минералами, распределен неравномерно, группируясь вместе с другими сульфидами на отдельных отрезках жил. Образует более мелкие, чем в первой ассоциации, кристаллы и гнезда-агрегаты. Молибденит обычно приурочен к зальбандам, образуя то густую вкрапленность, то тонкие прерывистые мономинеральные полоски. Нередко он прослеживается в виде единичных зерен на 3–5 см от контакта жил во вмещающих породах; в виде мелкой вкрапленности или параллельным зальбандам коротких полосок и цепочек присутствует и внутри жил. Халькопирит образует неправильные зерна и агрегаты внутри кварцевых жил и прожилков, распределен равномернее молибденита, обычно ассоциируясь с ним, хотя прямой зависимости между ними не наблюдается.

Серия очень маломощных (1–5 см) прожилок, сложенных мелкозернистым серым или голубовато-серым кварцем с тонкодисперсным, местами чешуйчатым молибденитом отнесена к третьей стадии. Пирит, халькопирит и флюорит в этих прожилках отмечаются редко и в небольшом количестве. В количественном отношении это наиболее обогащенные молибденитом прожилки, но встречаются они ограниченно. К проявлениям четвертой, самой поздней стадии гипогенного минералообразования отнесены на месторождении карбонатно-кварцевые прожилки. Они сложены белым мелкозернистым или плотным фарфоровидным кварцем кремовым кальцитом или бурым анкеритом и редкими зернами пирита, сфалерита, гале-

нита, халькопирита. Для разделения разных генераций кварца использованы данные по термолюминесценции его кристаллов, а молибденита – по соотношению политипов и примесей.

Брекчевые руды на Сорском месторождении меньше распространены, чем прожилковые, но они значительно богаче по содержанию полезных компонентов. Обломки на 90–95 % сложены породами интрузивного комплекса. Цемент – кварцевый с калишпатом и неравномерной, сравнительно богатой вкрапленностью сульфидов и флюорита. Кварц цемента крупнокристаллический, белый, сероватый, иногда серый полупрозрачный, в ряде случаев мелкодрузовый. Калишпат распределен незакономерно в виде мелких и крупных включений, гнезд, пятен. Флюорит образует преимущественно крупные идиоморфные кристаллы, окрашен в густой фиолетовый, реже – зеленый цвет. Из сульфидов широко развит пирит в виде крупных идиоморфных зерен и агрегатов. Молибденит образует мелкие и крупные чешуйки, скопления, прерывистые цепочки и местами значительные по размерам агрегаты. Тяготеет к границе цемента и обломков, но внутри кварца его тоже достаточно много. Халькопирит имеет подчиненное значение, но иногда наблюдаются его гнезда. Сфалерит встречается в тесной ассоциации с халькопиритом и пиритом в виде крупных, идиоморфных зерен. Здесь же отмечается галенит. По облику минералов и их парагенетическим ассоциациям брекчевые руды можно параллелизовать с прожилковыми рудами второй сульфидно-кварцевой стадии.

Вкрапленные руды довольно многочисленны на Сорском месторождении, редко имеют самостоятельное значение. Обычно они являются постоянной неотъемлемой частью прожилкового оруденения. Это рассеянная в породах мелкая вкрапленность молибденита совместно с пиритом и другими сульфидами. Размеры вкраплений молибденита от мелких чешуек (< 1 мм) до крупных сферолитов (5–7 мм), густота от единичных зерен до 10–15 % объема породы. Около одиночных жил вкрапленность небогатая и неравномерная, распространяется в полосе шириной не более двукратной мощности жилы либо с обеих сторон, либо только с одной, но никакой закономерности в предпочтительности висячего бока лежачему или наоборот нет. В случае свиты жил образуются обширные зоны вкрап-

ленных руд, в которых общее количество молибденита может быть не меньше, а иногда и больше, чем в самих жилах.

Масштаб вкрапленного оруденения зависит как от степени прожилкового окварцевания, так и в значительно большей мере от интенсивности предрудного метасоматического изменения пород, в особенности альбитизации. Именно в последнем случае вкрапленное оруденение проявляется как самостоятельный тип, вытесняя прожилковое. Объясняется это различиями в общей и эффективной пористости пород как главного фактора вкрапленного оруденения. По этой причине вкрапленное оруденение преимущественно развито в альбитизированных и калишпатизированных гранитах и гранит-порфирах, очень слабо – в пегматитах и по существу отсутствует в диоритах.

Как и во многих других, обнажающихся на дневной поверхности месторождениях, на Сорском месторождении развиты вторичные минералы и зона окисления. Окисленные руды представлены рыхлыми тонкодисперсными ячеисто-яичничными и плотными колломорфными массами. Преобладает гидрогетит, по трещинам дегидратации которого выделяются гетит и гематит. На кристаллах кварца и пирита нарастают корки ярозита. Отмечаются ферримолибдит, повеллит по молибдениту. Халькопирит замещен ковелином, халькоzinом. В полостях и трещинах встречается самородная медь, а также малахит, азурит, гидрослюды, каолинит и другие минералы.

Глава 3. ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Во всех типах эндогенных месторождений процесс отложения руд осуществляется последовательно не только во времени, но и в пространстве. Пространственная неоднородность месторождения или его зональность – это изменение минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд в вертикальном и горизонтальном направлениях. Она определяется эволюцией состава и физико-химических параметров рудообразующих растворов, структурно-литологическими особенностями области рудоотложения. Хронологический порядок образования руд и минералов состоит в закономерном появлении отдельных минералов и их групп в ходе

рудообразующего процесса. Установление возрастных соотношений между минеральными агрегатами, слагающими руды и вмещающие породы, является главной задачей текстурно-структурного анализа. Кроме детального минералогического картирования месторождений, наблюдений в забоях горных выработок и на припилованных штуфах руд особого внимания требует изучение структурных особенностей руд под микроскопом. Постоянное совершенствование приемов онтогенеза минералов и филогении их агрегатов применительно к рудам дает геологам ценную информацию о динамике (механизмах и последовательности) рудообразования. Изучение последовательности образования руд во времени, выделение и исследование закономерных ассоциаций минералов является сущностью парагенетического анализа.

3.1. Генетические категории минералов и руд

В работах российских геологов, изучающих рудные месторождения, для классификации генетических групп минералов широко используются понятие "*парагенезис минералов*". Первоначально этим термином обозначалось *совместное* нахождение минералов ("смежность", по определению классика русской минералогии начала XIX в. В. М. Севергина). Более детально это понятие сформировал в 1849 г. Брейтгаупт. В. И. Вернадский предлагал под понятием парагенезиса того или другого минерала понимать все минеральные ассоциации, известные для этого минерала.

В минералогии и геохимии парагенезис это совместное нахождение минералов или химических элементов, связанных генетически. Однако нередко под парагенезисом понимают только совместное (пространственное) нахождение, без каких либо условий, что оспаривается. Для таких ассоциаций более подходит термин *парастерезис* (стереос – пространственный). Согласно наиболее распространенным современным представлениям, под парагенезисом минералов (синоним – минеральная парагенетическая ассоциация) следует выделять совокупность совместно образованных минералов. В таком смысле понятие парагенезис формулировалось А. Г. Бетехтиным, Д. С. Коржинским и широко используется в геологической литературе. Существенное дополнение и разъяснение

по поводу применения этого термина сделал В. А. Жариков (1968). Он считал, что это удачное и наиболее краткое определение должно быть расшифровано и уточнено в том отношении, что под совместно образованными минералами следует понимать не только вновь образованные, но и наследуемые минералы пород, если они оказываются устойчивыми и находятся в равновесии с вновь образованными минералами. Об устойчивости, равновесности наследуемых минералов с вновь образованными можно судить по одному или нескольким признакам: а) перекристаллизации наследуемых минералов; б) изменению состава наследуемых минералов; в) изменению содержания в них элементов-примесей. Напротив, отсутствие этих признаков будет показывать, что ранее образованный минерал является реликтовым, т. е. не находится в парагенетических отношениях со вновь образованными минералами.

Оттеняя сказанное выше, можно сформулировать определение парагенезиса минералов как *совокупности совместно существующих минералов, т. е. вновь образованных и устойчивых наследуемых минералов*. Такое определение находится в соответствии с употребляемым пониманием совместно существующих (*coexisting*) минералов как минералов, находящихся в равновесных соотношениях. Можно и не вводить нового определения, обозначая парагенезис минералов как совокупность совместно образованных минералов, понимая под совместно образованными (*coforming*) минералами и вновь образованные, и устойчивые наследуемые минералы.

Такое понимание парагенезиса опирается на ясные и четкие термодинамические представления. В этом аспекте *парагенезис минералов можно определить как совокупность минералов, находящихся в равновесии в определенных физико-химических условиях*. Раскрывая это определение, можно сказать, что парагенезис минералов представляет совокупность минералов, находящихся в равновесии при определенном соотношении масс (или содержаний) инертных компонентов в определенных условиях температуры, давления и при определенных активностях (химических потенциалах) вполне подвижных компонентов. Иначе говоря, парагенезис минералов – совокупность минералов, находящихся в равновесии при определенных значениях экстенсивных и интенсивных пара-

метров природной системы. Под определенными значениями параметров в общем случае понимаются такие интервалы значений параметров, в пределах которых не происходит изменения данного минерального (фазового) состава системы. Естественно поэтому, что каждый парагенезис характеризуется собственным, только ему присущим интервалом физико-химических параметров, при котором в соответствии с правилом фаз один или несколько параметров могут иметь и постоянное значение. Весьма показательно, что чем полнее и точнее определен или задан парагенезис (состав минералов – твердых растворов, содержание компонентов-примесей и т.д.), тем меньше интервал значений физико-химических параметров, которые характеризуют данный парагенезис, и тем точнее парагенезис характеризует соответствующие физико-химические условия.

Предпринятое В. А. Жариковым (1968) уточнение определения парагенезиса минералов представляется целесообразным в связи с тем, что существуют тенденции выделять под парагенезисом только вновь образованные минералы. Такое понимание парагенезиса представляется недостаточным, так как оно не отвечает главному содержанию понятия парагенезиса, обнимающего всю совокупность минералов, находящихся в равновесии, и искусственно сужает это понятие, подменяя целое частью. Парагенезисы минералов и их закономерности составляют ту основу, на которой базируются все наши представления о физико-химических условиях минералообразования. Естественно, что такие представления могут оказаться не только недостаточными, но и просто ошибочными, если общие построения будут опираться не на полную совокупность, а только на определенные частные признаки.

Парагенетическая ассоциация минералов входит как составная часть в более крупные генетические группы – *характерные минеральные комплексы (наборы парагенезисов)*. Они выделяются на месторождениях при детальном картировании и обладают следующими основными чертами: а) выдержаным устойчивым минеральным составом; б) характерными особенностями формы, строения и сочетаний минеральных агрегатов; в) закономерностями пространственного положения.

Составными частями парагенетических ассоциаций минералов являются *генерации минералов* – разные поколения одного и того

же минерала, разделенные перерывами в минералообразовании. Генерации минералов отличаются друг от друга формой, размером, внутренним строением зерен, тонкими вариациями химического состава и физических свойств (микротвердости и др.). В парагенезис входит только одна генерация каждого минерала.

На фоне непрерывной кристаллизации минерального вещества возможно появление новых центров роста минералов. Возрастные группы минеральных индивидов, обусловленные появлением новых центров роста и образовавшиеся на фоне непрерывной кристаллизации минерального вещества, называются *зарождениями*. Различные генерации минерала в пределах ограниченной и однородной по свойствам вмещающих пород зоны минерализации входят в состав разных парагенезисов. По наличию в рудах нескольких генераций минерала судят о геологической и физико-химической эволюции рудообразующих процессов.

Разные зарождения данной генерации минерала (структурно-морфологические разновидности минеральных индивидов) входят в состав одного парагенезиса. В этом и состоит их генетическое различие.

Схема генетического ранжирования минералов: зарождения минеральных индивидов – генерация минерала – парагенезис (минеральная ассоциация) – характерные минеральные комплексы (наборы парагенезисов или парагенетические ряды).

3.2. Возрастные категории процесса рудообразования

В последние десятилетия произошли существенные изменения в представлениях геологов о длительности и последовательности развития минеральных парагенезисов при формировании месторождений полезных ископаемых (Рундквист, 1997). Они привели к расширению возрастных подразделений процессов образования месторождений. Помимо этапов и стадий минерализации, которым уделяется главное внимание при изучении рудоносности месторождений, стали выделяться рудоносные эпохи в истории развития месторождений, а также более длительные периоды – предыстории (подготовки), собственно формирования и периода преобразований и сохранения месторождений. Введены представления об онтогене-

зе – индивидуальной истории развития конкретного месторождения и филогенезе – истории видов месторождений полезных ископаемых в геологической истории. Дальнейшее изучение онтогенеза месторождений привело к выводу, что развитие каждого месторождения рассматривать на общем фоне всех геологических событий, запечатленных в структурах земной коры. "Спектр" времени формирования месторождения резко расширился. Он включает в настоящее время не только этапы и стадии минерализации, как это было во времена крупнейших исследователей рудной геологии средины прошлого века С. С. Смирнова и А. Г. Бетехтина, но и эпохи рудогенеза, а также крупнейшие периоды: а) подготовки рудогенеза; б) собственно рудогенеза; в) преобразования месторождения. Новые подходы к анализу генезиса месторождений соединяют представления о рудообразовании с современными представлениями о геодинамике и региональной металлогении.

Анализ месторождений с позиций их длительного развития на фоне меняющихся геодинамических обстановок позволяет по-новому подойти к проблемам систематизации месторождений, выделения эволюционных серий и главной последовательности развития парагенезисов.

Результаты минераграфических исследований являются наиболее информативными в отношении выделения таких хронологических подразделений как ступень (ритм), стадия, этап рудообразования. Они также дополняют изотопно-геохимические и геологические методы при выделении циклов и эпох рудообразования.

Согласно А. Г. Бетехтину (1958), процесс рудообразования может быть расчленен на ряд этапов и стадий. *Этап* – это длительный период минералообразования, разделенный значительными промежутками времени, резко отличающийся по геолого-тектоническим и физико-химическим условиям отложения минеральных агрегатов. Таковы, например, магматический, послемагматический и гипергенный этапы в плутоногенных месторождениях. В магматический этап кристаллизация руд идет из расплава, в гидротермальный этап – из гидротермальных флюидов, в гипергенный этап происходит преобразование эндогенных руд под воздействием поверхностных агентов выветривания.

Стадия – это часть этапа минерализации, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов тектоническими подвижками. Вещественными признаками стадий минерализации являются: а) коренное отличие минерального состава агрегатов новой стадии; б) пересечение ранних отложений жилами и прожилками новой стадии минерализации, отличающимися по своему составу и прослеживающимися в забоях горных выработок на разных горизонтах месторождения; в) брекчирование ранее отложенных руд, обломки которых скементированы минеральными массами, выпавшими из позднее поступивших растворов в связи с возобновлением тектонических подвижек.

В некоторых гидротермальных месторождениях в пределах одной стадии выделяются более кратковременные *ритмы* или *ступени минералообразования*, отвечающие времени формирования отдельных минеральных групп в ходе понижения температуры и других физико-химических параметров минералообразующих растворов. Общая хронологическая последовательность – ритм, стадия, этап – могут быть выявлены из текстурно-структурного анализа всего минерального разнообразия руд месторождения.

В геологической литературе в настоящее время понятие этапов и стадий используется в двух разных смыслах. Наряду с этапами и стадиями минерализации, устанавливаемыми по рудным парагенезисам жил, прожилок, их пересечениям, внутрирудным дайкам и подвижкам, выделяются этапы и стадии эволюции послемагматических растворов, их кислотности-щелочности. В последнем случае они выделяются преимущественно по парагенезисам гидротермально-измененных пород и жильных минералов руд. Необходимо иметь это в виду и четко разграничивать при анализе генезиса месторождений этапы и стадии пульсационного развития и этапы и стадии эволюции растворов. Это две составляющие процессов рудообразования. Проявление пульсации связано с эпизодами трещинообразования, а кислотность-щелочность отражает эволюцию состава растворов во времени.

Процессы пульсации и эволюции могут проявляться при этом на разном иерархическом уровне: в ходе формирования месторождений, отдельных рудных тел, жил, прожилков, что значительно усложняет расшифровку главной закономерности развития месторождений.

дений во времени – последовательности возникновения минеральных парагенезисов. При анализе пульсаций проявляются "индивидуальные" – онтогенетические особенности развития месторождений, связанные с деталями геологического строения, различной компетентностью пород, анизотропией тектонических напряжений. При анализе стадий постмагматического процесса выявляются более общие, "видовые" – филогенетические особенности формирования месторождений – последовательность развития минеральных парагенезисов, определяющая их генетический тип и принадлежность к эволюционным сериям (рудным формациям и их рядам).

Анализируя совместно парагенезисы рудных и нерудных минералов в разных типах эндогенных месторождений Рундквист (1997) пришел к выводу, что, несмотря на несомненную связь их друг с другом, они отчетливо проявляют и определенную независимость. Парагенезисы рудных минералов более изменчивы, более многообразны, а нерудных минералов – более устойчивы и легче поддаются систематизации. В большинстве случаев гидротермально-измененные породы бывают представлены одним парагенезисом, а руды – двумя-тремя. В целом рудные и нерудные парагенезисы имеют разную информативность: рудные отражают металлогеническую специализацию рудоносных систем, окислительно-восстановительный потенциал; нерудные больше зависят от состава вмещающих пород, температуры и кислотности-щелочности.

3.3. Основные признаки возрастных групп руд и минералов

Для эндогенных рудных месторождений характерны разнообразные текстуры и структуры руд, которые зависят от природы рудообразующих растворов, физических и химических свойств вмещающих пород, способов отложения рудного вещества – выполнения или замещения пространства. Интерес к парагенетическому анализу обусловлен прежде всего тем, что установленные закономерности пространственно-временных взаимоотношений минеральных ассоциаций помогают при поисках и оценке полезных ископаемых, а также позволяют глубже понять сущность рудообразующих процессов. Исключительное разнообразие минерального

состава руд, нередко сформированных в широком интервале времени и в разнообразных средах, создает значительные сложности в понимании их генезиса. Несмотря на то что объяснению структур и текстур руд посвящены многочисленные работы, однозначная интерпретация остается исключительно сложным и трудным делом. А. Г. Бетехтиным (1958) отмечено: если при изучении какого-либо месторождения мы стремимся разобраться в его генезисе, то должны установить последовательность отложения различных по составу и структуре минеральных агрегатов. Затем на основе законов точных наук изучить закономерности сочетания совместно образовавшихся минералов и таким путем вскрыть взаимные связи наблюдавшихся явлений в рудах.

Исключительно важное значение имеют полевые наблюдения, которые в сочетании с изучением систематически собранного каменного материала дадут возможность правильно отразить типичные и характерные особенности строения руд данного месторождения. Главное внимание при детальном минералогическом картировании и документации горных выработок необходимо обращать на выявление текстур совместного и последовательного отложения минеральных агрегатов, дробления и замещения, выполнения пустот. Отмечать положение в пределах рудных залежей морфогенетических групп рудных агрегатов: однородных, слоистых, пятнистых, удлиненных, друзовых, жеодовых, натечных, колломорфных и метаколлоидных, кластических и катаэластических, органогенных, реликтовых, каркасных и др. От степени вскрытия месторождения существенно зависит степень детальности изучения месторождения и возможность делать общие выводы. Для последующих лабораторных исследований особую роль имеет правильный отбор всех текстурных разностей руд, чтобы обеспечить полный выбор сечений, по которым следует делать распилы и расшифровывать текстуры руд.

Об отложении рудных масс в процессе выполнения свободного пространства свидетельствует наличие пустот и открытых полостей; крустикационные, гребенчатые и кокардовые текстуры, симметричная полосчатость, соответствие противоположных стенок трещин; смещение диагональных структур; увеличение размера зерен минералов в сторону полости. О быстром отложении рудного

вещества в свободном пространстве показывают колломорфные структуры, трещины усыхания, кольца Лизеганга, сфероиды, почковидные текстуры.

При лабораторных исследованиях для выявления признаков совместного роста и последовательной кристаллизации минералов основное внимание надлежит уделять морфологии зерен и строению их общих границ, зональности роста кристаллов и минеральных агрегатов, эпигенетическим изменениям. О совместном росте минералов и их агрегатов свидетельствуют идиоморфно- и аллотриоморфно-зернистая, графическая, пойкилитовая и гребенчатая структуры, нодулярная, вкрапленная, пятнистая микротекстуры, эмульсионная, пластинчатая, решетчатая и другие виды структур распада твердых растворов.

Наиболее достоверно о разновременности кристаллизации минеральных ассоциаций можно судить по текстурам пересечений и брекчирования. Разъединение, коррозия одних минералов другими, зазубренные очертания границ, проникновение одного минерала по трещинкам в другой, наличие реликтов замещаемого минерала в замещающем являются признаками последовательного образования. Ранее выделившиеся минералы сильнее изменены, более деформированы, трещиноваты или раздроблены, содержат многочисленные деформационные двойники. К этим признакам относятся также следы разложения, растворения более ранних минералов, переотложение, образование новых минералов и минеральных парагенезисов на месте прежних и перекристаллизация последних; регенерация (дорастание, восстановление) нарушенных зерен и кристаллов минералов.

Обстоятельный обзор типов минеральных срастаний приведен в классическом труде П. Рамдора (1962). В последние десятилетия появился ряд монографий и статей, в которых обстоятельно анализируются текстуры и структуры руд отдельных генетических типов месторождений и микроструктуры минералов, учитывающих их состав и кристаллохимические особенности (Боришанская, Виноградова, Крутов, 1981; Бортников, Евстигнеева, 2003; Сульфидные..., 1981; Craig, 2001; Haggerty, 1991; и др.). Они дополняют классические отечественные труды А. Г. Бетехтина с соавт. (1958;

Структурно-текстурные..., 1964), все еще остающимися настольными книгами специалистов, изучающих рудные месторождения.

Глава 4. МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ВЫПОЛНЕНИЮ КУРСОВОЙ РАБОТЫ ПО МИНЕРАГРАФИИ

Программой учебной дисциплины "Минераграфия" предусмотрено выполнение учебно-исследовательской курсовой работы на заключительном этапе изучения студентами основ минераграфии и методов лабораторного исследования руд. Цель ее состоит в приобретении исследовательских навыков и овладении практическими приемами выполнения комплекса работ, связанного с определением вещественного состава руд и выяснением их генетических и технологических особенностей. Предусматривается определение состава и последовательности формирования парагенетических ассоциаций рудных минералов; изучение текстурно-структурных особенностей руд; выявление признаков, свидетельствующих об условиях и механизмах отложения, кристаллизации и метаморфизма минеральных индивидов и агрегатов; выяснение главных деталей строения и свойств ценных минералов, обуславливающих выбор рациональной схемы обогащения руд.

Курсовые работы выполняются путем изучения тематических коллекций горных пород и руд, имеющихся на кафедре геологии рудных месторождений, а также собранных студентами во время полевых практик или предоставляемых во временное пользование сотрудниками базового института (ИГМ СО РАН). Коллекции должны достаточно полно отражать разнообразие вещественного состава и текстурно-структурных особенностей руд месторождений основных рудно-формационных типов. Материалы по региональной геологии, строению месторождений и рудных залежей, представлениям о генезисе месторождений собираются из литературных источников.

4.1. Последовательность выполнения курсовой работы.

1. Изучение коллекции и отбор части образцов для детального исследования. Это важный начальный этап работы, предопределяющий успех последующих наблюдений под микроскопом. Следует

определить все разновидности вмещающих пород и руд месторождения, выяснить их взаимоотношения и описать текстурные особенности, состав нерудных минералов. Оценить количественную распространенность и последовательность образования отдельных типов руд. Исходя из поставленной задачи, целенаправленно отобрать образцы для определения физических свойств (магнитности, плотности, люминесценции и др.), химического состава и для изготовления полированных шлифов (анишлифов). Последние нужно отобрать так, чтобы они наиболее полно характеризовали минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд и позволили бы при микроскопическом изучении выявить основные черты их генезиса, а также оценить возможную изменчивость их технологических свойств.

Место отбора образца для изготовления анишлифа отмечается на штуфе и при необходимости зарисовывается; на этикетке помимо общих данных отмечается необходимость соблюдения особых условий при шлифовании и полировании; участок, предназначенный для обработки, помечается цветным карандашом. Все результаты визуального изучения образцов подробно записываются на отдельных листах или в специальном дневнике, причем указывается, на какие особенности строения взаимоотношений минералов следует обратить особое внимание при микроскопическом изучении. Препаратор для изготовления анишлифа рекомендуется иметь в виде кубика с ребром 3 см, от которого при необходимости выявления взаимоотношений рудных и жильных минералов можно отрезать пластинку для изготовления прозрачно-полированного шлифа.

Из штуфов, где наиболее ярко представлены генетические взаимоотношения – явления пересечения, брекчирования, других сочетаний разновозрастных минеральных ассоциаций, следует изготовить пришлифованные образцы размером 9 × 12 см. С них можно получить хорошие фотографии; они пригодны для изучения под бинокуляром при небольших увеличениях.

2. *Изготовление анишлифов* и полировок производится в шлифовальной мастерской под наблюдением и с участием мастера-шлифовальщика. Студенты овладевают навыками изготовления анишлифов, знакомятся со специальными приемами этого процесса. Особое внимание следует уделить освоению и соблюдению правил

безопасного проведения распиловки, обдирки, шлифовки и полировки образцов, пропитки и химической обработки препаратов. Качество изготовления анишлифов контролируется преподавателем, отмечающим и объясняющим все дефекты и пути их устранения.

3. *Исследование руд в анишлифах* выполняется в лаборатории под руководством преподавателя с применением всех доступных методик. Изучение анишлифов сопровождается описанием минерального состава и микроструктурных особенностей, иллюстрируется зарисовками, результатами замеров микротвердости минералов, реакций по методу отпечатков и т. п. Для каждого минерала проводится систематическое определение всех его свойств: цвета, твердости, отражательной способности, двутрассажения и анизотропии, формы зерен, спайности, наличия двойников, внутренних рефлексов, включений и выделений. По результатам структурного травления должны быть определены размеры зерен, выявлены зоны роста и определена природа двойников (первичные ростовые, превращения, перекристаллизации, механические). Особое внимание следует уделить выявлению структур замещения, последовательного и совместного роста, структур распада твердых растворов и других признаков, показывающих этапность и стадийность минералообразования.

В каждом анишлифе нужно установить особенности строения рудного агрегата, определяющие технологию обогащения полезного ископаемого, т. е. влияющие на процессы измельчения, вскрытия, разделения и извлечения минералов. Должны быть получены и приведены сведения о типах прорастаний (включая такие данные, как побежалость, пленки и т. п.); об относительном размере и количестве срастаний; об относительном количестве отдельных минералов, представленных прорастаниями; о природе срастаний и характере границ между ними; о пористости, хрупкости (фигурах выкрашивания), расщепляемости и т. п.

4. *Составление текста* отчета по курсовой работе начинается с момента визуального изучения коллекции и знакомства с литературой по месторождению. Написание текста идет параллельно с проведением лабораторных исследований и завершается обобщением результатов личных наблюдений. Отчет по курсовой работе объемом 15–20 страниц текста с приложением описания всех изученных анишлифов и полировок сдается научному руководителю (преподо-

вателю) для проверки в сброшюрованном и полностью оформленном виде за 5 дней до назначеннной даты защиты. Отчет должен иметь титульный лист установленного образца, оглавление, текстовую часть и список использованной литературы, оформленный в соответствии со стандартными требованиями. Текст иллюстрируется рисунками, микрофотографиями, которые студенты делают самостоятельно; он должен содержать таблицу определения микротвердости минералов, схему последовательности минералообразования, схему геологического строения месторождения, продольный или поперечный разрез, структурные схемы рудных залежей.

В тексте допускаются только стандартные сокращения слов; условные обозначения минералов на рисунках и фотографиях должны быть унифицированными и соответствовать принятым на кафедре.

5. *Защита отчета* по курсовой работе проводится на заседании кафедры с участием студентов старших курсов, консультантов и руководителей, не являющихся сотрудниками кафедры. Защита работы состоит в коротком докладе студента по выполненной теме с использованием слайдов, графиков и других иллюстраций и его ответов на вопросы, задаваемые присутствующими на защите. Курсовая работа оценивается по следующим критериям: 1) степень усвоения студентом понятий и категорий по теме курсового исследования; 2) умение работать с документальными и литературными источниками; 3) умение формулировать основные выводы по результатам анализа конкретного материала; 4) грамотность и стиль изложения материала; 5) самостоятельность работы, оригинальность мышления в осмыслении материала; 6) правильность и аккуратность оформления работы; 7) умение доложить полученные материалы.

Курсовая работа оценивается по пятибалльной шкале; учитывается как дифференцированный зачет. По традиции лучшие работы выдвигаются на конкурс и рекомендуются к участию в студенческой научной конференции. Демонстрационная графика к докладу должна отражать главные результаты исследования и содержать схему геологического строения месторождения, схему последовательности минералообразования, зарисовки или фотографии типичных текстур и структур руд, характерных взаимоотношений минералов, которые послужили обоснованием для генетических схем.

4.2. Содержание отчета по курсовой работе.

Текст курсовой работы должен включать следующие разделы:

1. *Введение*. Кратко излагается цель курсовой работы. Формулируются задачи, которые предстоит решить; приводятся сведения о фактическом материале, положенном в основу данной работы, о методах, освоенных и использованных в процессе ее выполнения. Указываются объемы выполненных работ, источники информации о геологии и генезисе изученного месторождения, чьей помощью и консультациями пользовался автор во время изучении коллекции, исследовании руд, написания отчета и его оформления.

2. *Геологическое строение месторождения*. Эта глава составляется по литературным данным. В ней указывается геологическая позиция месторождения, приводятся краткие сведения о стратиграфии рудовмещающих толщ, магматизме и гидротермально-метасоматических процессах, излагаются существующие представления о региональных рудоконтролирующих структурах и последовательности их формирования. Описывается форма, размер и внутреннее строение рудных тел, их положение в геологических структурах. Отмечаются главные рудоконтролирующие факторы.

3. *Текстурно-структурные особенности и минеральный состав руд*. По изученной коллекции и по литературным данным подробно характеризуются основные типы текстур и структур руд, их взаимоотношения. Детально описываются установленные структурно-текстурные признаки разновременной кристаллизации минеральных парагенезисов: брекчирование, дробление ранних минеральных ассоциаций, пересечение их прожилками, отличающимися по составу; цементация, пересечения с признаками коррозии, замещения; явления разложения, растворения более ранних минералов; переотложение, образование новых минералов и минеральных агрегатов на месте прежних и перекристаллизация последних; регенерация (дорастание, восстановление) нарушенных зерен и кристаллов минералов.

Отмечается положение в пределах рудных залежей главных морфогенетических текстур руд: однородных, пятнистых, удлиненных, друзовых, жеодовых, коллоидных и метаколлоидных, катаклазических и кластических (обломочных), органогенных, коррозион-

ных и каркасных. Среди структур руд выделяются зернистые, коррозионные, метазернистые, коллоидные, кристаллобластические, катаклазитические и кластические морфогенетические группы. В каждой такой группе выделяются морфологические виды текстур и структур руд на основе специфики формы, размера, строения, пространственной ориентировки и способа срастания друг с другом минеральных агрегатов, минеральных зерен и аморфного вещества. Приводится перечень минералов, слагающих главные типы руд, указывается их распространенность. Отмечаются минералы, установленные автором, а также известные из литературы.

Систематическое описание минералов выполняется в порядке, соответствующем их ценности и распространенности, по единому плану: название минерала, количество и формы его проявления на месторождении, генерации и разновидности. Каждая генерация характеризуется отдельно, с указанием типоморфных признаков в разных парагенезисах, физических свойств и взаимоотношений с другими минералами. Обязательно отмечается строение границ зерен, микроструктура и микротекстура, вторичные изменения, дефекты полировки и шлифовки, вызванные неоднородностью физических свойств минералов.

4. Генетическая характеристика руд. На основании текстурно-структурного анализа, микроструктур минералов, использования соответствующих фазовых диаграмм и других сведений обосновывается выделение минеральных парагенетических ассоциаций и последовательность их образования, составляется парагенетическая таблица.

Отмечаются характерные черты руд, позволяющие предполагать один из возможных способов образования рудных минеральных парагенетических ассоциаций: 1) при отложении в свободных полостях; 2) при замещении вмещающих пород с последовательным выделением минералов, слагающих парагенезис, или одновременной кристаллизацией вследствие резкого изменения температуры, давления или других параметров; 3) при химических реакциях растворов с ранее образованными минералами с замещением или разложением последних и заимствованием поздними минералами ряда компонентов ранних минералов; 4) при раскристаллизации сложных гелей; 5) при распаде твердых растворов с одновременным вы-

делением минералов; 6) при метаморфических преобразованиях руд с различной степенью изменения химического состава и срастаний минералов вследствие перераспределения вещества. Особо подчеркиваются признаки сингенетичности и эпигенетичности руд, одновременной и последовательной кристаллизации.

По собственным наблюдениям и литературным источникам (с соответствующими ссылками) выделяются отдельные этапы и стадии рудного процесса на месторождении, высказываются соображения о его механизме. Если о генезисе руд существуют разные представления, то кратко излагаются факты, обосновывающие ту или иную гипотезу, высказывается свое мнение по этому вопросу.

5. Технологическая характеристика руд. Приводятся сведения о содержаниях основных и сопутствующих компонентов, полезных и вредных примесей, о формах выделения и строении границ зерен рудообразующих минералов, размерах и типах срастаний, о текстурах и структурах, благоприятных и неблагоприятных для обогащения, а также высказываются соображения о возможных способах обогащения руд, о возможных потерях полезных компонентов.

6. Заключение. Кратко излагаются основные результаты работы, делается вывод о принадлежности месторождения к определенному генетическому типу и рудной формации, об условиях и последовательности формирования руд, их промышленном значении.

7. Список литературы. Приводятся в алфавитном порядке литературные источники, использованные в отчете, с указанием автора, названия книги, статьи, места издания, издательства, года, страниц. При ссылке в тексте на литературный источник указывается в скобках фамилия и год.

8. Приложения. К тексту курсовой работы прилагаются подробные описания образцов и анишлифов, содержащие зарисовки, результаты измерения физических свойств, химических испытаний, а также изготовленные студентами анишлифы. В графических приложениях и на демонстрационной графике обязательно указание масштаба, ориентировки и автора. Подписи к фотографиям и рисункам должны раскрывать суть изображения, содержать условные значки минералов, номер образца, увеличение, как это показано ниже на страницах 76–82.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение текстурно-структурных особенностей руд и их пространственно-временных взаимоотношений в пределах рудных залежей, месторождений и рудных полей является главным инструментом генетических реконструкций. Вместе с тем оно является первым шагом при изучении качества руд и прогнозных оценок запасов полезных ископаемых. Текстуры и структуры руд определяют способ опробования полезного ископаемого, являются основой при выборе технологии извлечения и рациональных методов обогащения руд.

Полученные в полевых условиях и при изучении под микроскопом сведения о составе и последовательности кристаллизации минеральных агрегатов служат основой при создании физико-химических моделей рудообразующих процессов. Выделенные при этом парагенетические минеральные ассоциации, этапы и стадии процессов позволяют глубже понять закономерности миграции и концентрации химических элементов в разных геологических структурных и геодинамических обстановках.

Постоянное расширение перечня используемых промышленностью типов руд, переход к более полной утилизации всех содержащихся в них компонентов повышает необходимость более тщательного изучения их вещественного состава. В структурах и текстурах руд запечатлены все химические и физические условия, существовавшие в течение и после их отложения. Детальное изучение с помощью новых методов всех сопутствующих примесных элементов поможет в поиске новых типов руд и новых способах экстракции из них полезных компонентов.

Разработка месторождений со все меньшим содержанием рудных минералов требует более тщательного изучения микротекстур руд для оптимизации процессов вскрытия и разделения тонких минеральных смесей, их взаимодействия с растворами и окружающей средой. Только специалист, получивший знания о вещественном составе и генетических особенностях руд, может эффективно провести поиск и разведку месторождения, оценить его запасы и способ извлечения полезных ископаемых из недр.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Бетехтин А. Г. и др. Текстуры и структуры руд / А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлун. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 436 с.
- Борицанская С. С., Виноградова Р. А., Крутов Г. А. Минералы никеля и кобальта (систематика, описание и диагностика). М.: Изд-во МГУ, 1981. 224 с.
- Бортников Н. С., Викентьев И. В. Современное сульфидное полиметаллическое минералообразование в Мировом океане // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 1. С. 16–50.
- Бортников Н. С., Евстигнеева Т. Л. Кристаллохимия и условия образования сульфидов со сфалеритоподобной кристаллической структурой // Там же. 2003. Т. 45, № 2. С. 152–171.
- Генетические модели эндогенных рудных формаций: В 2 т. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. Т. 1. 194 с.; Т. 2. 176 с.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1975. 72 с.
- Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
- Жариков В. А. Парагенезис минералов, фации и формации (в порядке обсуждения понятий) // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1968. Ч. 168, № 4. С. 310–314.
- Изоитко В. М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.
- Исаенко М. П. Определитель текстур и структур руд. М.: Недра, 1983. 261 с.
- Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. М.: Недра, 1970. 176 с.
- Мазуров М. П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Сиб. отд-ние, Наука, 1985. 184 с.
- Мазуров М. П., Бондаренко П. М. Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 10. С. 1584–1593.
- Мазуров М. П. и др. Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской

платформы / М. П. Мазуров, С. Н. Гришина, В. Е. Истомин, А. Т. Титов // Геология рудных месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 306–320.

Метасоматизм и метасоматические породы / Кол. авт.; Ред. В. А. Жариков, В. Л. Русинов. М.: Науч. мир, 1998. 492 с.

Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. 356 с.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М.: Иностр. лит., 1962. 1132 с.

Рудные месторождения СССР: В 3 т. / Ред. В. И. Смирнов. М.: Недра, 1978. Т. 1. 352 с.; Т. 2. 399 с.; Т. 3. 496 с.

Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. 344 с.

Рундквист Д. В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 11–24.

Сорское медно-молибденовое месторождение / Под ред. Н. Н. Амшинского и В. И. Сотникова. М.: Недра, 1976. 159 с.

Синяков В. И. Общие рудогенетические модели эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1986. 243 с.

Структурно-текстурные особенности эндогенных руд / А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлун. М.: Недра, 1964. 598 с.

Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений / А. Д. Генкин, В. В. Дицлер, Г. Д. Гладышев и др. М.: Наука, 1981. 234 с.

Шахов Ф. Н. Текстуры руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 180 с.

Юшко С. А. Методы лабораторного исследования руд. М.: Недра, 1984. 389 с.

Craig J. R. Ore-mineral textures and the tales they tell // Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39, part 4. P. 937–956.

Craig J. R., Vaughan D. J. Ore microscopy and ore petrography. 2nd ed. N. Y., 1994. 434 p.

Haggerty S. E. Oxide Textures – A Mini Atlas // Miner. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy. 1991. Vol. 25. P. 129–220.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Примеры оформления рисунков

Фотографии и зарисовки образцов руды, микрофотографии анишлифов представляют собой ценные иллюстрации к отчетам по минераграфическому исследованию руд. Они точно и объективно передают форму и размеры зерен и минеральных агрегатов, их взаимоотношения между собой, отражают структурно-текстурные и минералогические особенности руды. Хорошо выполненная микрофотография заменяет несколько страниц текста.

Современные микроскопы снабжены набором объективов и окуляров, позволяющих получать увеличения при микрофотографировании от 24 до 1200 раз. В отечественных микроскопах Полам Р-312 исследуемые на микроскопе объекты могут быть сфотографированы при всех способах наблюдения: в проходящем и отраженном свете, в параллельном и сходящемся пучке лучей.

Использование цифровых фотокамер значительно облегчает и автоматизирует процесс подготовки качественных снимков, а редактирование с помощью компьютерных программ типа Adobe Photoshop 7 позволяет получать достоверные цветные и контрастные изображения. Некоторые рудные минералы, различные по оттенку цвета при наблюдении в микроскоп, на микрофотографии не различаются. В этом случае применяют так называемые контрастные фильтры, которые подбираются с таким расчетом, чтобы их цвет являлся дополнительным к оттенку более темного минерала; тогда этот минерал на фотографии выйдет значительно темнее другого.

Например, зеленый светофильтр обеспечивает разделение на фотографической пластиинке халькопирита и халькозина, борнита и халькопирита, борнита и теннантита; синий – халькопирита и галенита, халькопирита и пирита, гематита и магнетита; оранжевый – галенита и халькозина. Кроме того, на успех микрофотографирования большое влияние оказывает качество полированных шлифов. Полированные шлифы должны быть зеркально-гладкими, без царапин и резкого рельефа. Свет должен быть сильным и равномерным.

Стандартное оформление рисунков в отчетах и статьях по минераграфии показано на следующих страницах.

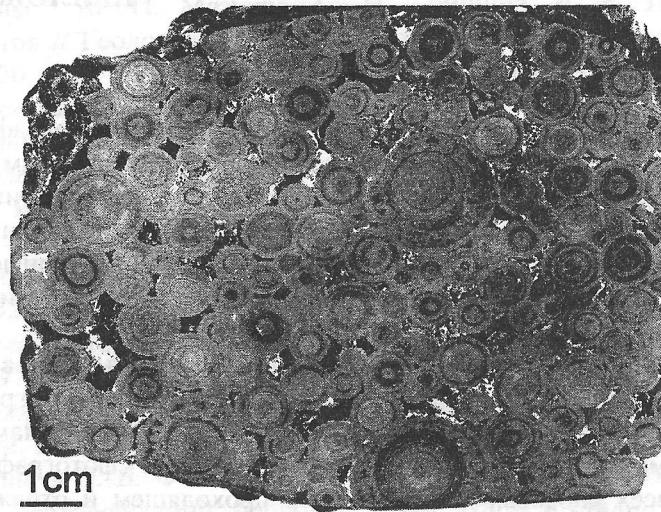


Рис. 1. Оолитовая текстура железной руды.
Рудногорское месторождение

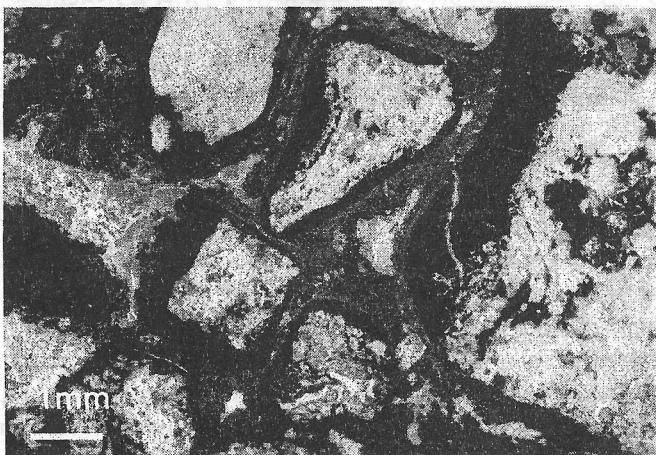


Рис. 2. Кокардовая текстура гематит-магнетитовой руды.
Коршуновское месторождение

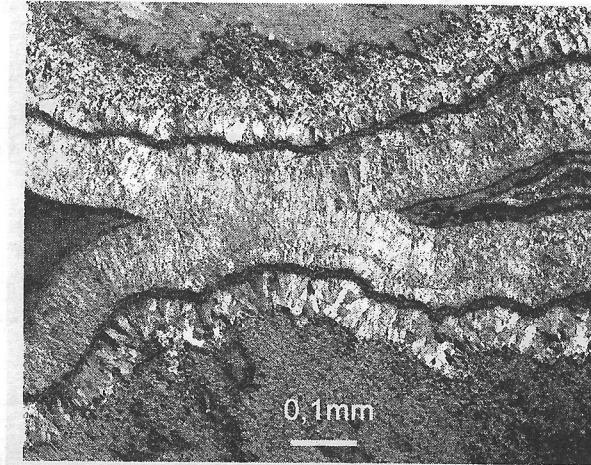


Рис. 3. Зональный прожилок литиофорита в кварците.
Месторождение Сунгай

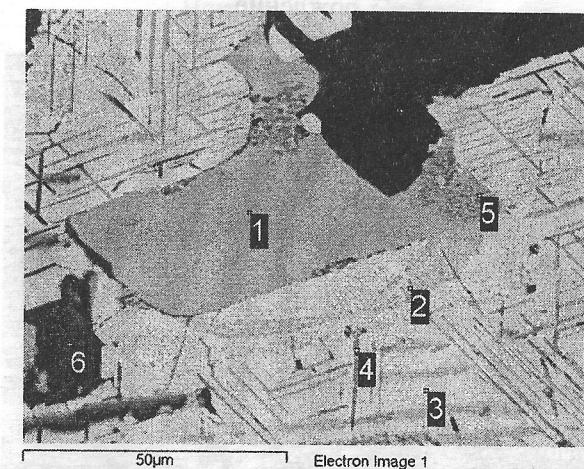


Рис. 4. Микроструктура твердого раствора Fe – Ti – O:
1 – ильменит 1; 2 – зональный магнетит; 3 – магнетит; 4 – ильменит 2; 5 – ильменит в срастании с силикатами; 6 – плагиоклаз.
Онекский комплекс

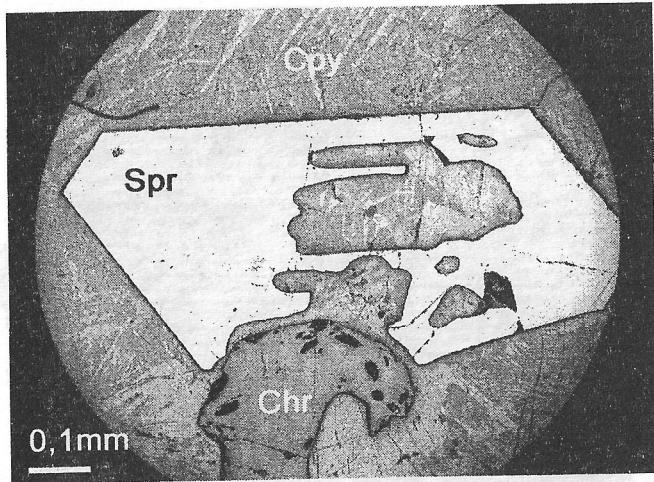


Рис. 5. Идиоморфный метакристалл сперрилита и ксеноморфное зерно хромита в халькопирите. Талнахское месторождение

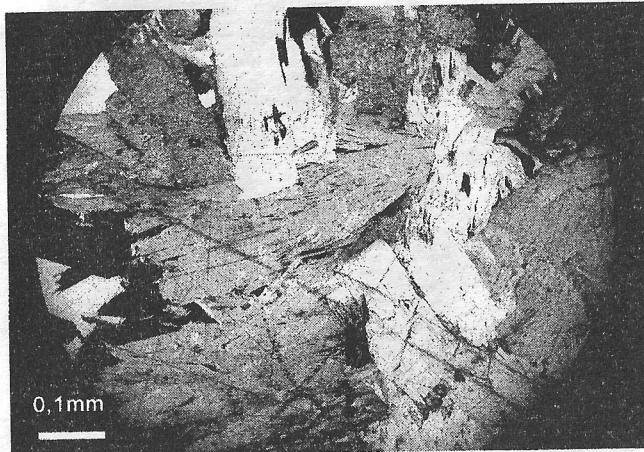


Рис. 6. Гнездо молибденита с сильным двуотражением.
Сорское месторождение

Названия, формулы и условные обозначения минералов

Аваруит	Awaruite	$Ni_{2-3}Fe$	Aw
Азурит	Azurite	$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	Az
Айкинит	Aikinite	$PbCuBiS_3$	Aik
Алабандин	Alabandine	MnS	Ala
Алтait	Altaite	PbTe	Alt
Анатаз	Anataze	TiO_2	Ant
Анкерит	Ankerite	$Ca(Fe^{2+},Mg,Mn)(CO_3)_2$	Ank
Антимонит (стибнит)	Stibnite	Sb_2S_3	Stb
Апатит	Apatite	$Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$	Ap
Аргентит	Argentite	Ag_2S	Arg
Арсенопирит	Arsenopyrite	FeAsS	Asp
Аурипигмент	Orpiment	As_2S_3	Orp
Ауростибит	Aurostibite	$AuSb_2$	Ast
Бертьерит	Berthierite	$FeSb_2S_4$	Brt
Борнит	Bornite	Cu_5FeS_4	Bn
Бравоит	Bravoite	$(Ni,Fe)S_2$	Brv
Браунит	Braunite	$Mn^{2+}Mn_6^{3+}SiO_{12}$	Brn
Брукит	Brookite	TiO_2	Brk
Буланжерит	Boulangerite	$Pb_5Sb_4S_{11}$	Blg
Буронит	Bournonite	$PbCuSbS_3$	Bnn
Валлерийит	Valleriite	$4(Fe,Cu)S \cdot 3(Mg,Al)(OH)_2$	Val
Виоларит	Violarite	$Fe^{2+}Ni_2^{3+}S_4$	Vlr
Висмут	Bismuth	Bi	Bi
Висмутин	Bismutite	Bi_2S_3	Bsm
Виттихинит	Wittihenite	Cu_3BiS_3	Vit
Вольфрамит	Wolframite	$(Fe,Mn)WO_4$	Wlf
Галенит	Galena	PbS	Gl
Гауэрит	Hauerite	MnS_2	Hr
Гаусманит	Hausmanite	$MnMn_2O_4$	Hsm
Гейкилит	Geikilite	$MgTiO_3$	Gkl
Гематит	Hematite	$\alpha-Fe_2O_3$	Hem
Герсдорфит	Gersdorffite	NiAsS	Grs

Герцинит	Hercynite	FeAl ₂ O ₄	Hc
Гессит	Hessite	Ag ₂ Te	Hss
Гётит	Goethite	$\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O(OH)}$	Gt
Гидрогётит	Hydrogoethite	$\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O(OH)}\cdot\text{nH}_2\text{O}$	Hgt
Глаукодот	Glaucomatite	(Co,Fe)AsS	Glc
Графит	Graphite	C	Grf
Гюбнерит	Hubnerite	MnWO ₄	Hbn
Джемсонит	Jamesonite	Pb ₄ FeSb ₆ S ₁₄	Jms
Дигенит	Digenite	Cu ₉ S ₅	Dg
Доломит	Dolomite	CaMg(CO ₃) ₂	Dol
Железо	Iron	Fe	Fe
Зелигманнит	Seligmannite	PbCuAsS ₃	Slg
Золото	Gold	Au	Au
Ильвайт	Ilvaite	CaFe ₂ ²⁺ FeSi ₂ O ₇ (O,OH)	Ilv
Ильменит	Ilmenite	FeTiO ₃	Ilm
Кальцит	Calcite	CaCO ₃	Cal
Кассiterит	Cassiterite	SnO ₂	Cst
Кварц	Quartz	SiO ₂	Qtz
Киноварь	Cinnabar	HgS	Cnn
Кобальтий	Cobaltite	CoAsS	Cbl
Ковеллин	Covellite	CuS	Cv
Когенит	Cohenite	(Fe,Ni,Co) ₃ C	Chn
Колумбит	Columbite	(Fe,Mg,Mn)(Nb,Ta) ₂ O ₆	Clm
Коронадит	Coronadite	Pb(Mn ⁴⁺ ,Mn ²⁺) ₈ O ₁₆	Crn
Криптомелан	Cryptomelane	K(Mn ⁴⁺ ,Mn ²⁺) ₈ O ₁₆	Cry
Кубанит	Cubanite	CuFe ₂ S ₃	Cub
Куприт	Cuprite	Cu ₂ O	Cp
Лёллингит	Loellingite	FeAs ₂	Ll
Лимонит	Limonite	FeOOH·nH ₂ O	Lm
Линнеит	Linneite	Co ²⁺ Co ₂ ³⁺ S ₄	Ln
Литиофорит	Lithiophorite	(Al,Li)Mn ⁴⁺ O ₉	Lit
Людвигит	Ludwigite	Mg ₂ Fe ³⁺ BO ₅	Ldw
Маггемит	Maghemite	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Mgh
Магнезит	Magnesite	MgCO ₃	Mgs
Магнезиоферрит	Magnesioferrite	MgFe ₂ ³⁺ O ₄	Mgf

Магнетит	Magnetite	FeFe ₂ O ₄	Mgt
Малахит	Malachite	Cu ₂ (CO ₃)(OH) ₂	Mlc
Манганинит	Manganite	MnO(OH)	Mng
Марказит	Marcasite	FeS ₂	Mrc
Медь	Copper	Cu	Cu
Миллерит	Millerite	NiS	Mil
Молибденит	Molybdenite	MoS ₂	Mol
Мышьяк	Arsenic	As	As
Никелин	Nickeline	NiAs	Nic
Оlivин	Olivine	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	Ol
Пентландит	Pentlandite	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Pn
Пираргирит	Pyrargyrite	Ag ₃ SbS ₃	Prr
Пирит	Pyrite	FeS ₂	Py
Пироксен	Pyroxene	Ca(Mg,Fe)Si ₂ O ₆	Px
Пиролюзит	Pyrolusite	MnO ₂	Prl
Пирофанит	Pyrophanite	MnTiO ₃	Prp
Пирохлор	Pyrochlore	(Ca,Na) ₂ Nb ₂ O ₆ (OH,F)	Prc
Пирротин	Pyrrhotite	Fe _{1-x} S	Po
Платина	Platinum	Pt	Pt
Полевой шпат	Feldspar	XZ ₄ O ₈	Fsp
Прустит	Proustite	Ag ₃ AsS ₃	Prs
Псилюмелан	Psilomelane	(Ba,Mn ²⁺ ,..) ₃ (O,OH) ₆ Mn ₈ ⁴⁺ O ₁₆	PSL
Раммельсбергит	Rammelsbergite	NiAs ₂	Rm
Реальгар	Realgar	AsS	Rl
Родонит	Rhodonite	(Mn,Fe,Ca,Mg)SiO ₃	Rhd
Родохрозит	Rhodochrosite	MnCO ₃	Rhs
Романешит	Romanechlite	(Ba,H ₂ O)(Mn ⁴⁺ , Mn ³⁺) ₅ O ₁₀	Rm
Рутил	Rutile	TiO ₂	Rt
Саффлорит	Safflorite	CoAs ₂	Sf
Серебро	Silver	Ag	Ag
Сидерит	Siderite	FeCO ₃	Sd
Сильванит	Sylvanite	(Au,Ag) ₂ Te ₄	Slv
Скуттерудит	Skutterudite	CoAs ₂₋₃	Skt

Слюда	Mica	$XY_{2-3}Z_4O_{10}(OH,F)_2$	Mc
Смальтин	Smaltite	CoAs ₂	Sml
Сперрилит	Sperrylite	PtAs ₂	Spr
Станин	Stannite	Cu ₂ FeSnS ₄	Stn
Сфалерит	Sphalerite	ZnS	Sph
Сфен (титанит)	Titanite	CaTiSiO ₅	Tth
Танталит	Tantalite	(Fe,Mn)Ta ₂ O ₆	Tnt
Тенантит	Tennantite	(Cu,Fe) ₁₂ As ₄ S ₁₃	Tnn
Тетрадимит	Tetradymite	Bi ₂ Te ₂ S	Ttr
Тетраэдрит	Tetrahedrite	(Cu,Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃	Ttd
Тодорокит	Todorokite	(Mn ²⁺ ,Ca,Mg)Mn ₃ ⁴⁺ O ₇ ·H ₂ O	Tdr
Троилит	Troilite	FeS	Tro
Ульвошпинель	Ulvospinel	TiFe ₂ O ₄	Usp
Ферберит	Ferberite	FeWO ₄	Fr _b
Флогопит	Phlogopite	KMg ₃ Si ₃ AlO ₁₀ (F,OH) ₂	Phl
Флюорит	Fluorite	CaF ₂	Fl
Форстерит	Forsterite	MgSiO ₄	Fo
Халькозин	Chalcocite	Cu ₂ S	Chc
Халькопирит	Chalcopyrite	CuFeS ₂	Cpy
Халькостибит	Chalkostibite	CuSbS ₂	Chs
Хизлевудит	Heazlewoodite	Ni ₃ S ₂	Hzl
Хлоантит	Chloanthite	NiAs ₃	Cnt
Хромит	Chromite	FeCr ₂ O ₄	Chr
Шеелит	Scheelite	CaWO ₄	Sch
Шпинель	Spinel	MgAl ₂ O ₄	Spl
Шрейберзит	Schreibersite	(Fe,Ni) ₃ P	Srb
Штромейерит	Stromeyerite	AgCuS	Stm
Электрум	Electrum	(Au,Ag)	Elc
Энаргит	Enargite	Cu ₃ AsS ₄	Enr
Якосит	Jacobsite	MnFe ₂ O ₄	Jcb
Ярозит	Jarosite	KFe ₃ ³⁺ (SO ₄) ₂ (OH) ₆	Jrs

Оглавление

Предисловие	3
Глава 1. Текстуры и структуры руд	5
1.1. Термины и понятия	5
1.2. Характерные морфологические типы текстур руд	6
1.3. Характерные морфологические типы структур руд	9
1.4. Микроструктура зерен рудных минералов	11
Глава 2. Генетическая интерпретация облика руд	17
2.1. Текстуры и структуры магматических руд в интрузивных залежах	18
2.2. Текстуры и структуры вулканогенно-осадочных руд	22
2.3. Текстуры и структуры метасоматических руд	29
2.4. Текстуры и структуры руд гидротермальных месторождений	47
Глава 3. Последовательность рудообразования	55
3.1. Генетические категории минералов и руд	56
3.2. Возрастные категории процесса рудообразования	59
3.3. Основные признаки возрастных групп руд и минералов	62
Глава 4. Методические указания по выполнению курсовой работы по минерографии	65
4.1. Последовательность выполнения курсовой работы	65
4.2. Содержание отчета	69
Заключение	72
Библиографический список	73
Приложение	75

Учебное издание

Мазуров Михаил Петрович

**ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУД
ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Учебное пособие

Редактор С. Д. Андреева

Подписано в печать 26.11.2007 г.

Формат 60×84/16. Офсетная печать.

Уч.-изд. л. 5,25. Усл. печ. л. 4,8. Тираж 100 экз.

Заказ № 535.

Редакционно-издательский центр НГУ,
630090, Новосибирск-90, ул. Пирогова, 2.