

Томский ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового
Красного Знамени государственный университет им.В.В.Куйбышева

А.И.ЛЕТУВНИКАС

СТАДИЙНОСТЬ
ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Учебное пособие

Под редакцией доктора геолого-минералогических
наук Б.М. Голубо

Издательство Томского университета

Томск 1991

УДК 553.061.11

Летувнинкас А.И. Стадийность гидротермального минералообразования: Учебное пособие. - Томск: Изд-во Том. ун-та, 1991. - 216с. - 1р. 10к. 600 экз. 1804020200.

В работе изложены представления о стадийности развития гидротермального процесса и дано описание этапов, стадий, ступеней и ритмов минерализации как определенной продолжительности и содержания периодов минералообразования со свойственными им минеральными сообществами. Особое внимание обращено на проблему синхронизации и выявления критериев последовательности формирования минеральных индивидов и агрегатов. Обсуждены критерии стадийности минералообразования. Описаны явления локального метаморфизма, внутрирудного метасоматоза и фациальной изменчивости минералоотложения в качестве факторов, осложняющих выявление возрастных соотношений минералов и их агрегатов. Обоснована принципиальная схема последовательности изучения стадийности минералообразования. Рассмотрены основные типы геолого-тектонических режимов гидротермального минералообразования и роль тектоники в эволюции параметров гидротермальных систем и прерывистости минералоотложения, а также критерии выделения и основные способы графического изображения минеральных парагенезисов.

Работа имеет методическую направленность и адресована прежде всего геологам, занятым практическим изучением генетических вопросов гидротермального минерало- и рудообразования, аспирантам и студентам старших курсов геологических специальностей вузов.

Рецензент - доктор геолого-минералогических наук А.Ф.Коробейников

JSBN 5-7511-0175-8

Л-1804020200 55-91
177(012)-91

© Летувнинкас А.И., 1991

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гидротермальным месторождениям принадлежит будущее место в обеспечении промышленности рядом важнейших видов минерального сырья. В то же время это и один из наиболее сложных по строению и условиям образования типов месторождений, нередко имеющих длительную историю развития. Неравномерность размещения промышленных руд в пределах контура сруденения определяет необходимость изучения и картирования их парагенезисов, выявления закономерностей их распространения. Будучи сама по себе сложной, эта задача еще более усложняется отсутствием соответствующего методического обеспечения по изучению возрастных и генетических соотношений минеральных парагенезисов и комплексов. Возможно, именно поэтому детальные микроскопические исследования вещественного состава руд часто не получают должного завершения в виде генетических выводов, могущих иметь как прикладное, так и теоретическое значение.

Автору неизвестны руководства, охватывающие весь круг вопросов от исследования возрастных соотношений минеральных индивидов и агрегатов до парагенетического анализа и способов графического изображения его результатов. Имеются различной сложности и назначения работы по микроскопическому изучению руд, генетической минералогии и онтогении минеральных индивидов и агрегатов, великолепные издания с описанием минералогии и минерации различных типов месторождений, изучена и описана их стадийность и зональность, получены интереснейшие генетические выводы, но, как представляется автору, в большинстве случаев в них не показана технология решения этих сложнейших вопросов. Исключения здесь немногочисленны: А.Г.Бетехтин (1958), Д.П.Григорьев (1961), Д.П.Григорьев и А.Г.Жабин (1975), А.Г.Жабин (1979), Ю.М.Дымков (1985), Б.В.Чесноков (1974), С.А.Юшко (1971) и немногие другие.

Возможно, такое положение объясняется целевым назначением соответствующих работ, но от этого геологу, находящемуся в начале своего пути, не легче, так как необходимый ему материал рассеян в

многочисленных статьях, солидных монографиях и тематических сборниках, т.е. не самых удобных для широкого использования изданиях. Такой методический вакуум автор в какой-то степени попытался заполнить первым изданием этой работы в 1977 г. Прошедшее время показало, что она оказалась полезной, но, к сожалению, подобного типа работы в другом исполнении так и не появились. В существенно переработанном виде, с включением ряда новых разделов в большинстве глав, а также главы о связи стадийности минералообразования и тектоники работа вновь предлагается читателю. Она адресована прежде всего моим молодым и будущим коллегам, геологам, работникам специализированных лабораторий, аспирантам и студентам. Опытный специалист найдет в ней изъясны, возможно, где-то усмотрит даже примитивизм. Действительно, с высоты всегда видней, но при этом нередко теряются детали происходящего внизу.

Достаточно обширный список литературы позволит легко войти в круг затронутых вопросов и проникнуть в их существо значительно глубже, чем это возможно лишь в результате прочтения данной работы. Как и в большинстве других работ учебного или методического плана, в отдельных ее местах для удобства чтения даны не все ссылки на литературные источники. Их отсутствие не следует воспринимать как претензию на авторство.

Излагаемые в работе представления сложились в значительной степени под влиянием идей замечательного геолога и педагога профессора И.К.Баженова, светлая память о котором не подвластна времени. Отразилось на них также постоянное плодотворное общение с сотрудниками кафедры минералогии и кристаллографии Томского университета. Автор признателен Е.В.Бобровой и М.М.Кукушкиной за большую помощь в подготовке рукописи к изданию.

Хотел бы я, чтобы успехи горного дела опирались на правильное понимание парагенетических отношений и чтобы добыча рудников была обязана не столько удаче находки, сколько определенным правилам поисков.

А.Брейтгаупт, 1849

ВВЕДЕНИЕ

Изучение стадийности минералообразования в гидротермальных месторождениях представляет одну из актуальных задач теоретической и практической геологии. Как известно, общим генетическим признаком гидротермальных месторождений является их образование из глубинных горячих минерализованных водных растворов на путях их фильтрации в толще горных пород. В самом общем виде продуктивная гидротермальная система включает три области: питания (зарождения по Г.И.Поспелову), теплопереноса и разгрузки (рудотложения).

Располагающаяся на той или иной глубине область питания представляет собой зону зарождения гидротермальных растворов, в которой при наличии градиента давления создаются условия для их стягивания в относительно компактные потоки. Одновременно область питания может являться и областью мобилизации рудных (полезных) компонентов. В генетическом отношении области питания могут иметь различную природу. Это могут быть эволюционирующие магматические очаги, области освобождения метаморфогенной воды в периферических частях гранито-гнейсовых куполов, зоны активизации магматическим теплом или иными факторами захороненных вод осадочных горных пород или атмосферных вод глубокой циркуляции. Как показывают данные изотопных исследований, вода гидротермальных растворов нередко имеет смешанное происхождение, состав её в этом отношении эволюционирует по мере развития гидротермальных систем.

Область теплопереноса представляет собой флюидопроводник - более или менее компактную зону повышенной проницаемости горных пород, связывающую области питания и разгрузки гидротермальной системы. Такими являются отдельные разломы, трещинные или трещино-клевачные зоны, пласты горных пород с повышенными фильтрационными свойствами. Гидродинамика гидротермальных потоков находится в сложной зависимости от относительной проницаемости флюидопроводников и пересекаемых ими окружающих пород, абсолютные значения которой могут довольно резко изменяться в зависимости от хода процесса минералоотложения, структуры канального пространства флюидопроводников и активности тектонических движений (внутриминерализационной тектоники).

Область разгрузки (рудоотложения) - это зона резких изменений параметров гидротермального раствора, нарушения стационарности режима и отложения минерального вещества. В их пределах обычно возникают и длительное время эффективно действуют геохимические барьеры как участки гидротермальных систем с пониженной миграционной способностью рудных элементов. От каналов теплопереноса их отличают прежде всего нестационарность режима, значительные перепады давления, концентраций и (или) температуры растворов. Следствием этого является формирование разнообразных по составу и невыдержанных по строению разновозрастных минеральных парагенезисов и агрегатов.

В пределах рудных тел и месторождений количественно и качественно разнотипное оруденение нередко разобцается пространственно, а проблема выявления возрастных соотношений принадлежащих ему минеральных парагенезисов приобретает не только теоретическое, но и важное практическое значение, особенно в месторождениях благородных и редких металлов. В соответствии с этим изучение руд и зон минерализации должно быть направлено не только на выявление их вещественного состава, но и исторической последовательности проявления отдельных актов рудообразования, обозначаемых обычно как ступени и стадии минерализации.

В дальнейшем при изложении вопросов, касающихся стадийности минерализации, не будем ограничивать себя рамками какой-либо из известных концепций гидротермального рудообразования. Более того, попытаемся показать, что в отношении стадийности и причин её проявления в рамках любых концепций возможен поиск общих подходов.

Глава I

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЙ

...Стадии процесса неизбежны при его саморегулировании, как вообще при развитии любых кибернетических систем.

А.Г.Жабин, 1982

§ I.I. Стадийность минералообразования в историческом аспекте

О стадийности минералообразования обычно говорят применительно к образованию рудных месторождений, понимая под ней периодичность процесса рудообразования, обусловленную повторяющимся изменением состава поступающих в зону рудоотложения металлоносных растворов и выражающуюся в формировании ряда разновозрастных минеральных парагенезисов и околорудных измененных пород. В равной степени это относится и к любым другим зонам гидротермальной минерализации, в том числе и не сопровождающимся концентрацией рудных компонентов.

Согласно С.С.Смирнову (1937), стадийность постмагматических гидротермальных процессов обусловлена прерывистым, пульсирующим поступлением в зону рудоотложения металлоносных растворов, периодически отделяющихся от магматических масс. Состав растворов изменяется по мере остывания и раскристаллизации магмы. Импульсы отделения растворов во времени совпадают с возобновлением тектонических движений, способствующих приоткрыванию старых или формированию новых путей миграции растворов. Так образуются "порции" или, как теперь принято говорить, потоки гидротермальных растворов, каждому из ко-

торых присущи свои особенности состава. При совпадении путей движения растворов и мест отложения из них руды образуются многостадийные месторождения с рудами нередко комплексного состава и сложным пространственно-временным сочетанием минеральных парагенезисов. Заметим, что в данном случае предполагается непрерывное развитие магматического очага и прерывистое отделение от него постмагматических растворов.

В действительности такая схема развития может усложняться, например, внедрением даек или становлением дополнительных интрузивных фаз. Но главный ее элемент остается неизменным – импульсивность тектонических движений, периодическое увеличение проницаемости пород в кровле интрузивных тел, синхронные этому всплески отделения от них постмагматических растворов, порождающие всплески минералообразования вдоль путей их движения.

Пульсационная гипотеза С.С.Смирнова появилась как альтернатива широко известной схеме В.Эммонса, объяснявшей гипогенную зональность рудных жил и месторождений с позиций эволюционного развития единого рудообразующего раствора в пространстве: минералы из оседающего раствора выпадают в порядке, обратном их растворимости. Представления В.Эммонса полностью разделял А.Е.Ферман, с некоторыми оговорками они принимались В.А.Обручевым.

В настоящее время большинством советских геологов-рудников принято считать, что не существует универсальной схемы, подобной концепции единого батолита В.Эммонса и способной удовлетворительно объяснить степень и формы связи гидротермальных месторождений с интрузивными телами, тем более такую характерную особенность строения многих из них, как гипогенная зональность. В той или иной степени, с теми или иными оговорками в качестве основы ими принимается гипотеза С.С.Смирнова, наиболее удовлетворительно объясняющая многие особенности размещения и строения разнотипной минерализации в пределах рудных полей и месторождений. Нашла она соответствующее отражение и в фундаментальных работах по геологии полезных ископаемых академика В.И.Смирнова (1982).

Следует признать, что пульсационная концепция развития гидротермального рудообразования разделяется не всеми геологами, в том числе и такими известными, как Д.С.Лоржинский, В.А.Жариков, Л.Н.Овчинников. Стадийность формирования месторождений ими рассматривается в рамках саморазвития единого постмагматического раствора, его гидротермальной минерализации. Обсуждению этого вопроса по-

священ один из заключительных разделов данной главы. Для лучшей ориентации читателя отметим, что излагаемые в дальнейшем представления автора по вопросам изучения стадийности гидротермального минералообразования основаны на пульсационной концепции.

§ 1.2. Минеральные сообщества

Одной из сложнейших проблем геологической науки остается терминология. Многие широко используемые термины не имеют общепринятого точного понимания, и представители различных геологических школ и направлений вкладывают в них совершенно разное содержание. Поэтому предварительно остановимся на содержании терминов, описывающих различные минеральные сообщества.

Минеральная ассоциация — характерное частое сочетание минералов вне зависимости от их возраста и происхождения, объединяемое признаком закономерного сонахождения (Петровская, 1978). Причины этого могут быть разными: родственность химического состава, последовательность отложения в одних и тех же структурных условиях (трещинах, полостях) и т.п. Одну ассоциацию медных руд составляют, например, такие гипогенные минералы, как пирит, халькопирит, борнит и развивающиеся по ним гипергенные ковеллин, халькозин, малахит, лимонит и др. Именно такого понимания минеральной ассоциации придерживались В.И.Вернадский (1923), А.Г.Бетехтин (1958) и ряд других ученых.

Среди минеральных ассоциаций иногда выделяются **ортогенетические ассоциации** как "... разновидность узких минеральных сообществ, компоненты которых образованы в разное время, в неодинаковых физико-химических условиях, а тесные связи между ними имеют донорно-акцепторный характер" (Петровская, 1978, с.123). К ним могут быть отнесены сочетания метасоматических новообразований и реликтов замещающего минерала, например борнита и замещающего его халькопирита. Это пример **неравноосной** минеральной ассоциации, возникшей в узком диапазоне условий, когда замещаемый и замещающий минералы образовались в ходе одного процесса (гидротермального) и в результате нарушения по каким-либо причинам минерального равновесия. Пример резко гетерогенной ортогенетической ассоциации — замещение пирита лимонитом, галенита англезитом и т.п., т.е. сочетания гипогенных и гипергенных минералов.

Минеральный парагенезис (парагенетическая минеральная ассоциация) — это минеральная ассоциация, возникшая закономерно в ходе одного процесса, ограниченного в пространстве и времени и протекавшего в определенных физико-химических условиях (О международном..., 1967). Такое определение парагенезиса было принято в 1966 г. на специальном Международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов в г.Фрайберге (ГДР).

Аналогичное, но более развернутое определение парагенезиса дается и Н.В.Петровской (1967): "Парагенетическая минеральная ассоциация — это закономерное сообщество минералов, образованных совместно как равновесная минеральная система в пределах термодинамических условий, допускающих возникновение такой системы, и в ограниченный отрезок времени, соответствующий одной ступени минерального равновесия."

Входящие в минеральный парагенезис минералы могут отлагаться как строго одновременно, так и последовательно, обычно с перекрытием периодов образования главных своих количеств. Они обычно не проявляют признаков неравновесности, коррозии, замещения друг другом.

Следует заметить, что приведенное определение парагенезиса в некоторой степени является противоречивым. В самом деле, с одной стороны, не все одновременно образующиеся минералы всегда являются равновесными — среди них могут быть и метастабильные. С другой, — последовательно образующиеся (даже в разные стадии минерализации) минералы могут быть и равновесными: первичный магматический кварц гранитоидов в березитах и грейзенах, пирит ранних стадий минерализации среди продуктов более поздних сульфидных стадий и т.д. В-третьих, кинетика реакций природного минералообразования такова, что формирование устойчивых минеральных парагенезисов нередко совершается через ряд последовательных их преобразований и иногда с участием метастабильных фаз (Калинин, 1973). В силу указанных обстоятельств требование одновременности образования и термодинамической равновесности входящих в парагенезис минералов может выполняться не всегда.

Согласно Н.В.Петровской (1967), реликтовые, "наследственные" для данного парагенезиса минералы не следует включать в него, если они не испытали перестроения, перекристаллизацию. Сторонники чисто физико-химического толкования парагенезиса (В.А.Жариков и др.) не видят особых оснований для исключения из состава парагене-

зиса реликтовых, но устойчивых в условиях его формирования и равновесных с другими его фазами минералов. Такие минералы в физико-химическом анализе парагенезисов принято называть индифферентными. Их индифферентность понимается как безразличие, пассивность по отношению к протекающим в системе превращениям, например реакция $A + B + C = D + E + C$. Минерал C в данной реакции является индифферентным, равновесным с D и E .

Как реликтовые метастабильные, так и реликтовые устойчивые (индифферентные) минералы включать во вновь возникающие парагенезисы не следует.

Индифферентные минералы наиболее типичны для метасоматических образований, в жилах выполнения они встречаются реже. Однако в случаях интенсивного развития внутрирудного метасоматоза они не представляют собой редкости, хотя, по-видимому, часто пропускаются. Рассмотрению индифферентности минералов в процессах постмагматического минералообразования посвящена специальная работа Н.Н.Перцева (1970).

Ю.А.Дымковым (1985) вместо термина "минеральный парагенезис" предложен термин минеральная сингенерация. Считается, что он является более точным.

Образующиеся одновременно при совместном росте в определенных физико-химических условиях минералы иногда объединяются в сингенезы (Попова, Попов, 1974).

Рассмотрим критерии, на основании которых обычно выделяются минеральные парагенезисы. Целесообразно разделить их на две группы: указывающие на возможность отнесения данной группы минералов к одному парагенезису и, напротив, исключающие такую возможность. Эти критерии можно назвать соответственно положительными и отрицательными. Они одинаково важны и хорошо дополняют друг друга.

Критериями возможной принадлежности минералов к одному парагенезису являются:

1. Равновесность соотношений минералов: отсутствие следов коррозии и замещения их друг другом, выщелачивания и перекристаллизации. Критерий не абсолютный, при последовательном отложении минералы могут проявлять по отношению друг к другу признаки некоторой неравновесности, но это, как правило, явления локальные и незначительные по масштабам.

2. Если не одновременность отложения, то возрастная близость

слагающих агрегат или минеральное тело (жилу, прожилок) минералов. Как следствие некоторой одновременности отложения минералов, длительности этого процесса и обычной приуроченности месторождений к тектонически активным зонам и периодам возможна, по Н.В.Петровской (1978), "структурная деструкция вещества": частичное дробление при внутриминерализационных подвижках ранее образованных минеральных масс, пересечения прожилков (особенно частично одновременных) и т.п.

3. Пространственная обособленность данной минеральной ассоциации, особенно при ее совместном нахождении с ассоциациями иного состава в пределах одних и тех же тектонических структур.

Критериями невозможности отнесения минералов и их агрегатов к одному парагенезису являются:

1. Закономерная пространственная обособленность различных по составу минеральных агрегатов.

2. Наличие секущих соотношений минеральных агрегатов, особенно существенно отличающихся по составу.

3. Наличие признаков широко развитого замещения одного минерального агрегата другим, одних минералов другими. Такое замещение нередко сопровождается структурно-текстурной перестройкой руд и минеральных агрегатов, иногда перетолжением минерального вещества, образованием метакристаллов или прожилковидных, шпировых обособлений новообразованных минералов.

4. Наличие явлений неравномерной перекристаллизации минеральных агрегатов с выраженным изменением состава минералов или хотя бы одного из них (например, потеря железа сфалеритом, "сбрасывание" минералами элементов-примесей и т.п.).

5. Несовместимость минералов по их термобарогеохимическим параметрам как свидетельство невозможности совместного образования.

6. Несовместимость определенных геохимических характеристик минералов, например коэффициентов распределения элементов-примесей в сосуществующих парах минералов, изотопного состава элементов и др.

7. Резкие колебания состава одного или ряда минералов в пределах одного или двух пространственно близких минеральных агрегатов близкого состава.

8. Физико-химическая несовместимость совместно встречающихся минералов (запрещенные парагенезисы).

Данная группа критериев не ограничивается перечисленными, но и без того видно, что их значительно больше, чем критериев первой группы (положительных). Большинство критериев обеих групп не являются абсолютными, поэтому удовлетворительных результатов при парагенетическом анализе можно достичь только при их комплексном использовании на основе систематических и правильно выполненных наблюдений.

Выделение минеральных парагенезисов в ряде случаев осложняется проявлением в рудных телах фациальной зональности. На рис. I.I

показано изменение минералогического состава по вертикали в крутопадающей кварц-баритовой жиле (цифры при символах минералов соответствуют их содержанию в процентах). Изменение состава совершенно постепенное, никаких пересечений, замещения и иных признаков неравновесности минералов нет. Возникает вопрос о количестве

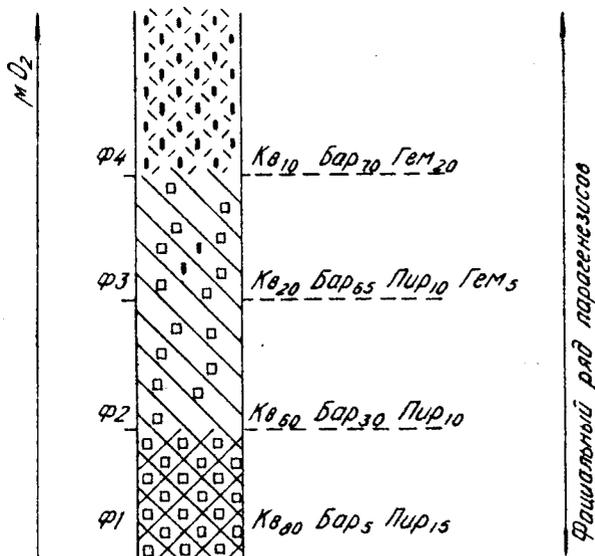


Рис. I.I. Принципиальная схема фациального ряда парагенезисов кварц-баритовой жилы:

Ф1 - Ф4 - минеральные фации

минеральных парагенезисов в такой жиле. Сколько их? Один, четыре или больше? Можно ли отнести к одному парагенезису ассоциации $Kв_{80} Бар_5 Пир_{15}$ и $Kв_{10} Бар_{70} Гем_{20}$? Очевидно, в данном случае надо исходить из того, что это - типичный пример проявления фациальной зональности, обусловленной увеличением активности кислорода в минералообразующей системе в направлении снизу вверх. Следовательно, физико-химические условия, о постоянстве которых говорится в определении парагенезиса, здесь изменяются непрерывно, в принципе, даже в соседних точках, расположенных вдоль вектора μO_2 , они различаются, т.е. формально здесь можно выделить множество парагенезисов.

Однако, по-видимому, разумней поступить иначе: выделять парагенезисы по появлению или исчезновению в них каких-либо характерных для данного процесса минералообразования минералов. В рассматриваемом примере - это пирит и гематит, потому что с ростом активности кислорода развивается окисление железа и серы и вместо сульфид-иона S_2^{2-} появляется сульфат-ион SO_4^{2-} , соответственно пирит уступает место бариту и гематиту. Именно по этому принципу проведены границы 2 - 3 и 3 - 4. Граница 1 - 2 более условна, она проведена внутри трехминеральной ассоциации $Kв + Бар + Пир$ по заметному увеличению содержания барита.

Таким образом, исходя из указанных соображений, в данном случае возможно выделение четырех минеральных парагенезисов, каждый из которых образует свою минеральную фацию и "маркирует" определенную ступень минерального равновесия.

Под минеральной (рудной) фацией будем понимать совокупность минералов, образованных в определенных геологических и физико-химических условиях (глубинность, температура, давление, подвижность химических компонентов в растворах, активность вполне подвижных компонентов). Как справедливо подчеркивал Д.С.Коржинский (1973), под минеральными фациями естественно понимать такие совокупности горных пород, которые можно картировать. В данном случае это относится к минеральным ассоциациям (= парагенезисам) в кварц-баритовой жиле.

Следовательно, в рассмотренном примере целесообразно выделение четырех минеральных фаций и соответственно четырех минеральных парагенезисов. Будучи генетически взаимосвязанными, они образуют фациальный ряд парагенезисов.

Ф а ц и а л ь н ы й р я д п а р а г е н е з и с о в - это совокупность минеральных парагенезисов, возникших в результате генетически единого процесса минералообразования в различных фациальных условиях (по аналогии с рудной формацией как совокупностью генетически взаимосвязанных рудных фаций, в понимании В.А.Жарикова).

Рассматривая минеральные парагенезисы и ассоциации, нельзя не упомянуть о таком широко распространенном в учении о рудных месторождениях термине, как м и н е р а л ь н ы й а г р е г а т. Как известно, минеральный агрегат является морфологической единицей текстуры, которая большинством советских геологов понимается как способ выполнения пространства минеральными агрегатами. Поэтому минеральный агрегат - одно из важнейших понятий в текстурно-структурном анализе руд. Между тем общепринятого определения этого понятия не существует.

"В результате кристаллизации и затвердевания раствора или расплава образуется смесь сросшихся между собой кристаллических зерен, которая носит название минерального агрегата" (Бетехтин, 1956, с.92).

"Агрегат представляет естественную совокупность соприкасающихся индивидов" (Чесноков, 1974, с.4).

"Агрегат - скопление разобленных либо сросшихся индивидов, не обладающее при идеальном развитии четкими признаками симметричных фигур" (Дымков, 1966, с.73).

"Под минеральным агрегатом следует понимать характерные сростки зерен или коллоидных частиц минералов определенной парагенетической ассоциации. Морфогенетическими особенностями минерального агрегата являются форма, размеры и структуры. Каждый отдельный минеральный агрегат образуется в одну стадию минерализации" (Исаенко, 1975, с.14).

Аналогичного последнему определению минерального агрегата придерживается и С.А.Юшко (1971).

Но как тогда быть, например, с вкрапленной хромитовой рудой, в которой оливин полностью серпентинизирован? Здесь налицо два минеральных парагенезиса, образованных в совершенно разные этапы минерализации. Или, скажем, турмалинизованный песчаник? Вряд ли в подобных случаях имеет смысл выделять по два минеральных агрегата.

При описании строения руд и анализе их парагенезисов минераль-

ный агрегат обычно понимается как морфологическая единица текстуры. Исходя из этого, принято следующее его определение: минеральный агрегат - это естественная совокупность соприкасающихся минеральных зерен, характеризующаяся определенным составом, структурой, формой и размерами (Летувинкас, 1977). Для руд коллоидного (метаколлоидного) сложения имеет смысл говорить не о минеральных зернах, а о коллоидных частицах, как это делает С.А. Юшко и М.П. Исаенко.

Уточняя индивидуализацию минерального агрегата в геологическом пространстве, Ю.М. Дымков (1985) различает несколько типов границ между минеральными агрегатами: тектонические т-границы, кристаллизационные к-границы, гравитационные г-границы (поверхности осадка), метасоматические м-границы, диффузионные д-границы (окрашивание, изменение). Их понимание не вызывает затруднений, может быть, кроме одного случая - границ гравитационных, относящихся к гидротермальному процессу. Их пример, заимствованный из книги Жабина А.Г. (1979), показан на рис. 1.2.

В цинк-медноколчеданных рудах месторождения Сибай на Южном Урале встречены метасоматические халькопиритовые жилы, пересекающие линзы пиритов в поперечном направлении. Вдоль жил находится серия сообщающихся уплощенных миарол растворения размером от 20 до 300-410 мм в поперечнике.

Строение всех миарол однотипно: на дне и выступах расположены слоистые присыпки из обломков кристаллов пирита и халькопирита, на них выросли друзы сидерита и уровни магнетита, затем друзы сидерита с насыпанными на них сверху зародышами халькопирита.

При трещинообразовании во время наложения халькопирита на пиритовый субстрат на дно зияющих термокарстовых миарол осыпались осколки пирита и халькопирита. В этом текстурном элементе было зафиксировано положение вектора силы тяжести к моменту, когда халькопирит уже был метасоматически отложен, а сидерит и магнетит в свободном пространстве миарол еще не кристаллизовались. После этого рудный блок с миаролами был наклонен на угол α (около 15°). Далее произошло ритмическое осаждение сидерита и магнетита, и в их строении было зафиксировано новое положение горизонта. По данным Жабина А.Г., халькопиритовые жилы накладывались на пиритовый субстрат еще в момент субгоризонтального залегания пиритовой линзы и вмещающих ее кислых вулканитов (в настоящее время углы их падения $60-70^\circ$).

Границы агрегатов 3 - 5 и 4 - 5 на рис. 1.2 типично гравитационные (минеральные уровни).

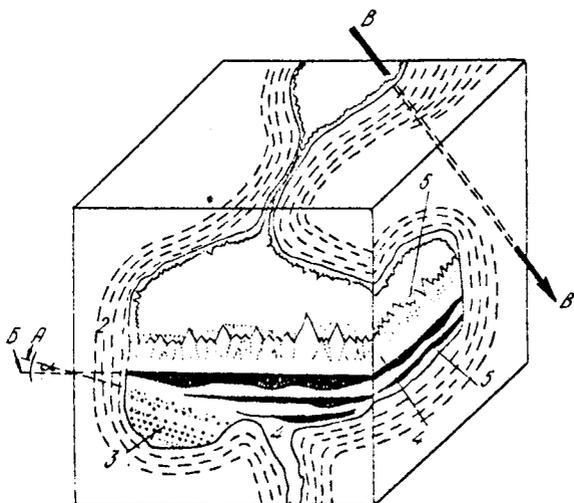


Рис. 1.2. Строение минерала растворения с гравитационными текстурами. Месторождение Сибай, Южный Урал (по Жабину А.Г., 1979): А, Б - последовательная ориентировка вектора силы тяжести во время минералообразования; В - его современная ориентировка; α - угол поворота в пространстве; 1 - пиритовая рудная линза; 2 - халькопиритовая оторочка; 3 - слоистые присыпки осколков пирита и халькопирита на дне; 4 - сидерит (зернистые агрегаты и друзы); 5 - магнетитовые уровни; 6 - присыпки из обломков и зародышей халькопирита на друзе сидерита

Минеральный индивид - образовавшееся в природе обособление однородного вещества, физически отделенного от других естественными поверхностями раздела (Григорьев, 1961). Уточняя понятие минерального индивида, Ю.М.Дымков (1966) дополняет, что в силу своей внутренней определенности при идеальном развитии или дорастании в свободных условиях он обладает всеми признаками правильных геометрических фигур и прежде всего четкими элементами симметрии.

Г е н е р а ц и и и з а р о ж д е н и я м и н е р а л о в .
Характернейшей чертой гидротермального минералообразования является его прерывистость, обусловленная повышенной мобильностью зон минерализации. Это приводит к тому, что в течение длительного периода минералообразования в одном и том же участке зоны минерализации, в одной жиле неоднократно сменяются минеральные парагенезисы. При этом в составе различных сменяющих друг друга во времени парагенезисов может происходить неоднократно выделение какого-либо минерала: кварца, хлорита, пирита или любого другого. Разновозрастные выделения одного и того же минерала принято называть его генерациями (генерация – поколение, рождение), т.е. различные генерации минерала – это одновременные его выделения. Однако масштаб такой одновременности может быть различным: это могут быть образования двух смежных ритмов минерализации, двух смежных ступеней равновесия, двух смежных стадий минерализации или, наконец, двух этапов. По-видимому, это будут принципиально различные образования, поколения минералов, в различной степени удаленные друг от друга во времени.

В дальнейшем г е н е р а ц и я м и будем называть разновозрастные выделения одного минерала, входящие в различные парагенезисы и относящиеся к различным ступеням, стадиям или этапам минерализации. Повторные выделения одного минерала в пределах одной ступени минерализации, связанные с повторным возникновением центров его кристаллизации, будем относить к различным з а р о ж д е н и я м данной генерации этого минерала.

Согласно Д.П.Григорьеву, зарождение – повторное возникновение центров кристаллизации на фоне непрерывной кристаллизации минерального вида одной его генерации (Григорьев, 1961). Следовательно, различные генерации минерала в пределах ограниченной и однородной по характеру вмещающих пород зоны минерализации входят в состав различных парагенезисов, тогда как разные зарождения данной генерации минерала, соответствующие проявлению отдельных ритмов минерализации, входят в состав одного парагенезиса.

Судя по ритмичности чередования минеральных агрегатов в рудах, отложение того или иного минерала в ходе формирования минерального парагенезиса может прерываться и возобновляться вновь. Такие перерывы могут иметь различную природу. Очень часто это бывает перерывы тектонические, приводящие к дроблению минерального веществ-

ва, явлениям цементации и пересечения минеральных агрегатов. В других случаях это перерывы минерализационные, когда на данном участке признаков дробления нет, но минерал тем не менее перестает отлагаться, уступая на время место другому минералу, который через какое-то время тоже перестанет выделяться, и все повторится сначала. Причины этого явления могут быть различными, но не о них речь.

Как называть такие одновременные (пусть даже незначительно) повторяющиеся выделения минерала? Конечно, это — не генерации, потому что все они входят в состав одного парагенезиса. Как будто бы это и не зарождения, так как, по определению Д.П.Григорьева, зарождения — это повторные выделения минерала на фоне непрерывной его кристаллизации, а в данном случае имеет место прерыв в отложении. Фактически здесь мы имеем дело с прерывистой генерацией минерала, его импульсивным выделением. Возможно, в чем-то и отступая от определения Д.П.Григорьева, такие одновременные выделения минерала в пределах времени формирования одного парагенезиса будем называть зарождениями.

Таким образом, по признаку прерывистости или непрерывности формирования можно различать три типа генераций минералов.

1. Непрерывная генерация, возникающая без выраженных тектонических или минерализационных перерывов.

2. Прерывистая генерация, состоящая из нескольких зарождений минерала, разделенных перерывами в его отложении.

3. Непрерывно — прерывистая генерация, когда на фоне непрерывного выделения минерала появляются новые центры его кристаллизации и растут новые индивиды (зарождения, по Д.П.Григорьеву).¹

По признаку принадлежности генераций к одному или нескольким парагенезисам их фациального ряда следует различать два типа генераций минералов.

1. Простые генерации, принадлежащие только одному парагенезису минералов.

2. Сложные генерации, принадлежащие двум или более одновозрастным минеральным парагенезисам, относящимся к одному фациальному ряду парагенезисов.

Синхронные в пределах ступени (стадии) минерализации разновидности минералов, относящихся к различным минеральным парагенезисам,

будем называть их ф а ц и а л ь н ы м и с у б г е н е р а ц и я м и.

§ 1.3. Периодизация процессов гидротермального минералообразования

Согласно А.Г.Бетехтину (1958), процесс рудообразования может быть расчленен на ряд этапов и стадий. При этом под этапами минерализации им понимались периоды минералонакопления, связанные с одним и тем же магматическим источником, но отделенные друг от друга значительными промежутками времени и относящиеся к различным генетическим типам минералообразования. Таковы, например, магматический, пневматолитовый и гидротермальный этапы эндогенного минералообразования. Отложение минералов в пределах каждого из них протекает в резко отличающихся физико-химических условиях: в магматическом этапе – из силикатного расплава, в пневматолитовом – из газового надкритического раствора, в гидротермальном – из водного жидкого раствора.

Классическим примером сопряженного проявления нескольких этапов рудообразования являются хорошо изученные и описанные А.Г.Бетехтиным месторождения хромита на Урале. Хромитовые рудные тела здесь нередко представлены жиллообразными залежами сплошных руд среди слабо серпентинизированных дунитов. Руды местами пересекаются тонкими прожилками дунита и жилами крупнокристаллических пироксенитов, которые, согласно А.Г.Бетехтину, в массивах ультраосновных пород играют роль пегматитовых образований. Последнее обстоятельство указывает на то, что формирование хромитовых руд происходило в собственно магматический этап интрузивной деятельности.

Среди хромитовых руд встречаются и постмагматические минералы, относящиеся к пневматолитовому и гидротермальному этапам. Пневматолитовые минералы представлены уваровитом, хромдиопсидом, хромвезувианом, а более поздние гидротермальные – хромовыми хлоритами, серпентином, редкими сульфидами железа, никеля и меди. Все постмагматические минералы нередко встречаются совместно и пространственно приурочены к микророльным пустотам, а чаще – к перпендикулярно ориентированным трещинам разрыва, не выходящим за пределы хромитовых тел (рис. 1.3). Это указывает на то, что в момент отложения пост-

магматических минералов хромитовая масса успела не только закристаллизоваться, но и подверглась контракции.

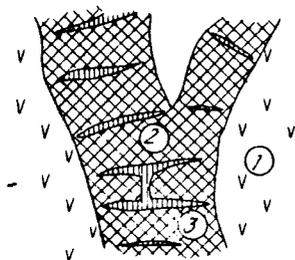


Рис. 1.3. Тела сплошных хромитовых руд (2) в дунитах (1), 3 — — контракционные трещины, выполненные постмагматическими минералами (по Бетехтину А.Г., 1958)

Таким образом, в рассмотренном примере минералонакопление протекало в течение трех этапов, причем пневматолито-гидротермальная минерализация было резко оторвана во времени от формирования хромитовых руд.

Стадия минерализации, по А.Г.Бетехтину, — это часть этапа минерализации, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов тектоническими подвижками и характеризующаяся накоплением минералов определенного состава при более или менее устойчивых геологических и физико-химических условиях. Начало стадии минерализации обычно совпадает с относительно интенсивным проявлением тектонических подвижек и подновлением рудоподводящих каналов, что находит отражение в текстурах руд и строении рудных тел.

Изложенное понимание этапов и стадий минерализации было сформулировано А.Г.Бетехтиным (1958). Его придерживается и академик Смирнов В.И. (1965, 1969, 1982) в своих фундаментальных работах по геологии месторождений полезных ископаемых. Однако в работах многих советских геологов, в том числе и ряда крупных специалистов по геологии рудных месторождений, эти термины стали употребляться в существенно ином понимании.

Широкое привлечение при генетическом изучении рудных месторождений разработанного академиком Д.С.Коржинским парагенетического анализа показало, что для постмагматических минералообразующих процессов характерна не только их прерывистость, но и определенная цикличность, повторяемость сходных по физико-химическим условиям образования минеральных парагенезисов. В частности, было отмечено, что начало каждого такого цикла характеризуется дроблением ранее отложен-

ных минералов или вмещающих пород, их выщелачиванием, а завершается более или менее четко выраженной перекристаллизацией, отложением карбонатов или других минералов, обычно характеризующих нейтральные или щелочные условия минералообразования. Было обращено внимание также на то, что по своей продолжительности подобные циклы повторяемости физико-химических условий минералоотложения в ряде случаев не идентичны, а значительно крупнее тех периодов минералообразования, которые многими геологами понимались как стадии и связывались с повторяемостью импульсов тектонических деформаций.

Работами Н.В.Петровской (1960, 1965, и др.), Г.Ю.Григорчука (1965), И.Н.Кигага (1966), М.Г.Добровольской (1974) и других было показано, что причиной такой повторяемости физико-химических условий постмагматического минералообразования является кислотно-основная дифференциация каждой самостоятельной "порции" магматогенных рудоносных растворов, происходящая на путях их миграции от источника к местам рудоотложения. Промежутки времени, соответствующие отмеченной цикличности условий постмагматического минералообразования, было предложено именовать стадиями минерализации. Этим представлением С.С.Смирнова и А.Г.Бетехтина о стадийности постмагматического минералообразования были значительно конкретизированы, но одновременно существенно изменился и объем стадий - они стали шире.

При дальнейшей характеристике стадийности минералообразования будем придерживаться сформулированного Н.В.Петровской (1965, 1967) и И.Н.Кигага (1966) и получившего у советских геологов уже достаточно широкое признание расширенного понимания стадий минерализации. При этом автор далек от мысли, что был реализован оптимальный вариант совершенствования соответствующей системы понятий. По-видимому, правильной было бы сохранить за стадией то ее понимание, которое было приведено выше, указав дополнительно, что она обычно характеризуется развитием в однородных по составу вмещающих породах одного минерального парагенезиса, предложив для выявленного нового более крупного периода минералообразования, соответствующего повторяемости, цикличности условий минералообразования, новый термин. Однако произошло иначе: новый термин "ступень равновесия" был предложен для характеристики того промежутка времени, который ранее многими отождествлялся со стадией минерализации. Число стадий, выделяемых при детальном изучении месторождений, действительно уменьшилось, но терминологические трудности при этом, по-видимому, только возросли.

Полагая, однако, что успех всякой исследовательской работы (а таковыми, несомненно, являются большинство геологических работ) в не меньшей степени зависит от однообразного и правильного использования существующей терминологии, чем от ее фактического состояния и совершенства, в дальнейшем будем придерживаться следующей периодизации процессов гидротермального минералообразования.

Стадия минерализации — это часть периода минералообразования, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов тектоническими подвижками и характеризующаяся образованием из одного потока магматогенных или иных растворов комплекса измененных околорудных пород и одного или нескольких минеральных парагенезисов, состав которых определяется химизмом минералообразующих растворов, условиями минералоотложения и влиянием вмещающих пород.

Следовательно, основа стадии минерализации — отложение минерального вещества, комплекса минералов из единого потока растворов, появление которого кроме всего прочего обусловлено возрастанием проницаемости глубинных флюидопроводников, дренирующих магматический очаг или другую область скопления рудоносных растворов. Причина возрастания проницаемости флюидопроводников — активизация тектонических движений во всей области, охватывающей как зону рудоотложения, так и рудоподводящие структуры, дренирующие область накопления растворов. Природа этих движений и, главное, причина периодичности их проявления, по-видимому, разнообразны и выяснены пока недостаточно полно. Некоторые соображения по этому поводу будут приведены в заключительной главе.

Разномасштабные тектонические подвижки могут иметь место и в течение времени проявления одной стадии минерализации, т.е. они могут быть внутриминерализационными и внутростадийными. В результате ранее образовавшиеся минеральные массы дробятся, возникают новые трещины в горных породах, что может привести к изменению путей движения минералообразующих растворов. Если процесс минералоотложения к моменту проявления таких тектонических подвижек не завершился, вновь возникающие минеральные агрегаты могут пересекать или цементировать ранее образованные, усложняя строение минеральных масс и приводя к появлению широкой гаммы текстур гидротермальных руд.

Внутростадийные тектонические подвижки могут значительно различаться по интенсивности и последствиям своего проявления. Среди них

встречаются и такие, которые приводят не только к локальному дроблению новообразованных минеральных масс, но и к формированию новых и подновлению действующих флюидопроводников. Установившиеся в зоне минерализации гидродинамические связи между отдельными ее частями и уровнями могут оказаться нарушенными. Более того, значительные по интенсивности подвижки могут привести к общему изменению состояния минералообразующей системы, прежде всего, может увеличиться ее открытость. Связанная с этим потеря гидротермальным раствором растворенных в нем газов, в первую очередь CO_2 , отзовется изменением кислотно-основных свойств раствора: наиболее вероятно в сторону увеличения pH. Все это вызовет новый импульс минералоотложения, которое может происходить как из равновесных с ранее отложенными минеральными массами растворов, так и неравновесных с ними. Очевидно, в последнем случае возникнут новые парагенезисы, получит развитие внутрирудный метасоматоз, вновь возникающие минералы будут корродировать, замещать более ранние. Это будет означать, что гидротермальная система, точнее, затронутая такого типа тектоническими подвижками ее часть, перешла в качественно иное состояние, начался новый период ее развития, минеральная продукция которого достаточно определенно отличается от возникавшей ранее.

Такие периоды равновесного минералообразования получили название ступеней равновесия (минерализации).

Можно полагать, что внутристадийные тектонические подвижки имеют преимущественно местное значение и локализуются в зоне рудовмещающих и рудораспределяющих структур, не затрагивая рудоподводящие более глубокие структуры. Во всяком случае, проницаемость последних существенно не изменяется, что не приводит и к формированию нового потока минералообразующих растворов. Можно предполагать, что по меньшей мере часть из них носит релаксационный характер, и они связаны с проявлением упругого последствия межстадийных подвижек.

Изложенное позволяет заключить, что ступень минерализации — это часть стадии минерализации, отделенная от аналогичных ее частей внутристадийными тектоническими подвижками и характеризующаяся образованием при определенных свойственных ей физико-химических условиях в ограниченном пространстве однородной геологической среды одного минерального парагенезиса. Такой минеральный парагенезис для данной ступени минерализации и соответствующих геологических условий будет типоморфным, т.е. будет ее "маркировать".

При изменении геологических условий минералообразования (например, состава вмещающих пород) или большой протяженности зон минерализации может проявиться фациальная зональность, и тогда возникнет несколько сопряженных парагенезисов – фациальный ряд парагенезисов.

Совокупность минеральных парагенезисов, связанных с деятельностью одного потока гидротермальных растворов, носит название минерального комплекса (табл. I.I). Иначе, минеральный комплекс – это минеральная продукция соответствующей стадии минерализации.

Р и т м и н е р а л и з а ц и и. Имеется достаточно много вполне достоверных данных, которые недвусмысленно указывают на то, что при формировании большинства (если только не всех) постмагматических месторождений тектонические подвижки проявляются чаще, чем отстоят во времени друг от друга те, по которым мы условились проводить границы ступеней равновесия. В связи с этим В.Д.Рундквист (1965, с.19) отмечает, что "... развитие трещин могло быть крайне быстрым, измеряемым секундами и минутами, и что количество тектонических подвижек в истории формирования месторождений может быть крайне многочисленным и измеряться сотнями и тысячами."

Время заполнения отдельных трещин минеральным веществом, по данным В.Д.Рундквиста, иногда составляет всего лишь от нескольких дней до нескольких лет. По-видимому, о реальности этого свидетельствуют и наблюдения Л.М.Лебедева (1975) над скоростью отложения сульфидов, карбонатов, барита и других минералов в процессе разгрузки современных термальных металлоносных рассолов на Челекене. Так, скорость отложения сфалерита на различных предметах в распределительном чане при смешении здесь поступающих из глубоких скважин термальных сероводородных и металлоносных хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых рассолов составляет около 1 мм в месяц. На специально погруженных вблизи области смешения указанных рассолов известковых пластинах в течение двух месяцев отлагаются корки сфалерита толщиной 4–6 мм. Близки, или даже больше, скорости отложения барита и кальцита.

Таким образом, представляется несомненным, что, с одной стороны, процесс минералообразования в течение даже сравнительно небольших промежутков времени, соответствующих ступеням минерализации, неоднократно прерывается тектоническими подвижками, с другой, – за это время может произойти накопление реально ощутимых количеств минерального вещества. И то и другое находит отражение в текстурах и

Таблица 1.1
Периодизация процессов эндогенной минерализации

Период минерализации	Минеральная общность	Соответствующие тектонические и магматические процессы	Условия формирования и объем соответствующих минеральных сообществ	Продолжительность лет
Ритм минерализации	Минеральный парагенезис или часть его	Локальные тектонические подвижки	Отложение из одного и того же растворов, соответствующих данной стадии минерализации, повторяющихся однотипных минеральных парагенезисов	$n \cdot 10^2$ $n \cdot 10^3$
Степень минерализации	Минеральный парагенезис	Тектонические подвижки, локализованные в пределах рудовмещающих структур	Отложение минералов из одного и того же растворов в пределах изменения рт-условий, не нарушающих минеральных равновесий	$n \cdot 10^2$ - $n \cdot 10^4$
Стадия минерализации	Минеральный комплекс	Крупные внутримеридиональные подвижки, затрагивающие рудоподводящие структуры	Образование одного или нескольких минеральных парагенезисов из одного потока п.ст.магматических растворов	$n \cdot 10^3$ - $n \cdot 10^5$
Этап минерализации	Минеральная группа	Отдельные магматические тела или фазы слонных магматических комплексов и связанные с ними дайки	Последовательное формирование одного или нескольких минеральных комплексов, разделенных длительными перерывами и связанных с общим источником растворов	$n \cdot 10^4$ - $n \cdot 10^6$
Эпоха минерализации	Рудная комплекс (Шагров, 1972)	Многофазный магматический комплекс	Последовательное проявление нескольких этапов минерализации, разделенных длительными перерывами	$n \cdot 10^5$ - $n \cdot 10^7$
Металлогенический этап (стадия)		Этап (стадия) тектономагматического цикла	Последовательное проявление нескольких эпох минерализации	$n \cdot 10^6$ - $n \cdot 10^8$
Металлогеническая эпоха		Тектономагматический цикл	Последовательное проявление нескольких металлогенических этапов	$n \cdot 10^7$ - $n \cdot 10^9$

структурах руд, особенностях строения минеральных индивидов (брекчиевые, кокардовые, полосчатые, поясовые и др. текстуры, раскрошенные структуры, трещиноватость и залечивание кристаллов и зерен, их пластические деформации, наличие минеральных "присыпок" и т.п.).

Часть периода минерализации, соответствующего ступени равновесия, отделенная от предыдущих и последующих его интервалов локальными тектоническими подвижками или вызванная иными причинами, находящими отражение в текстурно-структурных особенностях руд и приводящими к последовательному отложению из одних и тех же растворов повторяющихся однотипных минеральных парагенезисов, называется ритмом минерализации. Близкого к указанному пониманию ритма минерализации придерживается предложивший этот термин Д.В.Рундквист (1965). В зависимости от детальности изучения и сложности условий формирования руд в пределах каждой ступени равновесия может быть выделено различное количество ритмов минерализации — от одного-трех до 10 и более.

Как следует из приведенного выше определения ритма минерализации, он может быть следствием оживления тектоники в локальных участках зоны минералообразования. Количество и в известной степени масштаб таких подвижек в разных частях месторождений, отдельных рудных тел и даже их частей могут заметно отличаться. Поэтому возрастное сопоставление, корреляция отдельных ритмов минерализации в разобобщенных участках представляет большую трудность и нередко носит субъективный характер. Задача особенно усложняется, когда зона минерализации труднодоступна для изучения, имеет плохую обнаженность. С другой стороны, реальной необходимости в таком детальном расчленении процесса минералообразования обычно нет, так как по характеру своей продукции отдельные ритмы минерализации близки или тождественны. При детальном изучении отдельных жил выполнения гидротермальных месторождений ритмы минерализации нередко устанавливаются без особого труда на основании применения общеизвестных критериев возрастных соотношений минеральных агрегатов.

Как следует из определения ритма минерализации, причинами его проявления могут быть не только тектонические подвижки. Ю.М.Дьяков (1965) среди них указывает также "аэросмещение" растворов, просачивающихся через поры пород и более быстро проникающих по трещинам, гравитационное расслоение гетерогенных растворов и периодические диффузионные процессы в них. Г.Л.Поспелов (1973), рассматривая причины

возникновения ритмических структур в рудах и метасоматитах, обращал внимание также на возможное участие в их образовании пленочной миграции и волновых явлений вообще. Очевидно, многообразие морфологических проявлений ритмов минерализации (пересекающиеся жилки, брекчи, порой многократные, ритмично-полосчатые агрегаты, дробление и регенерация минеральных индивидов, обростание кристаллическими корками и т.п.) естественно предполагает и многообразие "запускающих" это явление причин. Тем не менее, тектоническим подвижкам, "перетряхивающим" установившиеся в минералообразующей системе связи, принадлежит во многих случаях не последнее место.

Временная соподчиненность рассмотренных периодов минералообразования и соотношение с ними их минеральной продукции в виде минеральных парагенезисов и комплексов условно изображено на схеме (рис. 1.4). Пусть J_n - обобщенная интенсивность параметров минералообразования (температура, давление, состав и концентрация растворов, их pH, Eh и т.д.); горизонтальные линии с целочисленными значениями J_n - границы полей устойчивости абстрактных минеральных парагенезисов; J_T - разномасштабные тектонические подвижки, разграничивающие соответственно ритмы (J_T^p), ступени (J_T^{sp}) и стадии (J_T^{st}) минерализации. Из схемы следует, что, например, в первую стадию минерализации Ст-I, разделенную тектонической подвижкой на две ступени минерализации $С_{PI}$ и $С_{PI2}$, сформировались два минеральных парагенезиса $П_{PI}$ и $П_{PI2}$, образующие вместе минеральный комплекс $МК_{PI}$. Ступень минерализации $С_{PI}$ разделена внутриминерализационными подвижками на четыре ритма минерализации. Каждая из этих подвижек оказывала влияние на соответствующие параметры минералообразования, но они при этом не были выведены за пределы устойчивости парагенезиса $П_{PI}$ (значения J_n в пределах 8 - 9). Напротив, после проявления подвижки на границе ступеней минерализации $С_{PI}$ и $С_{PI2}$ параметры минералообразования изменились так (перешли в зону $7 < J_n < 8$), что возник новый парагенезис $П_{PI2}$. Аналогичный анализ можно провести и для последующих периодов минерализации.

Разумеется, приведенная схема - не более, чем наглядная иллюстрация иерархической соподчиненности стадий, ступеней и ритмов минерализации. Кроме того, она приложима только к ограниченному объему зоны минерализации в однородных породах, так как не учитывает фациальную изменчивость минеральных парагенезисов. Не следует обвинять автора в механистичности представлений или "тектонизировании"

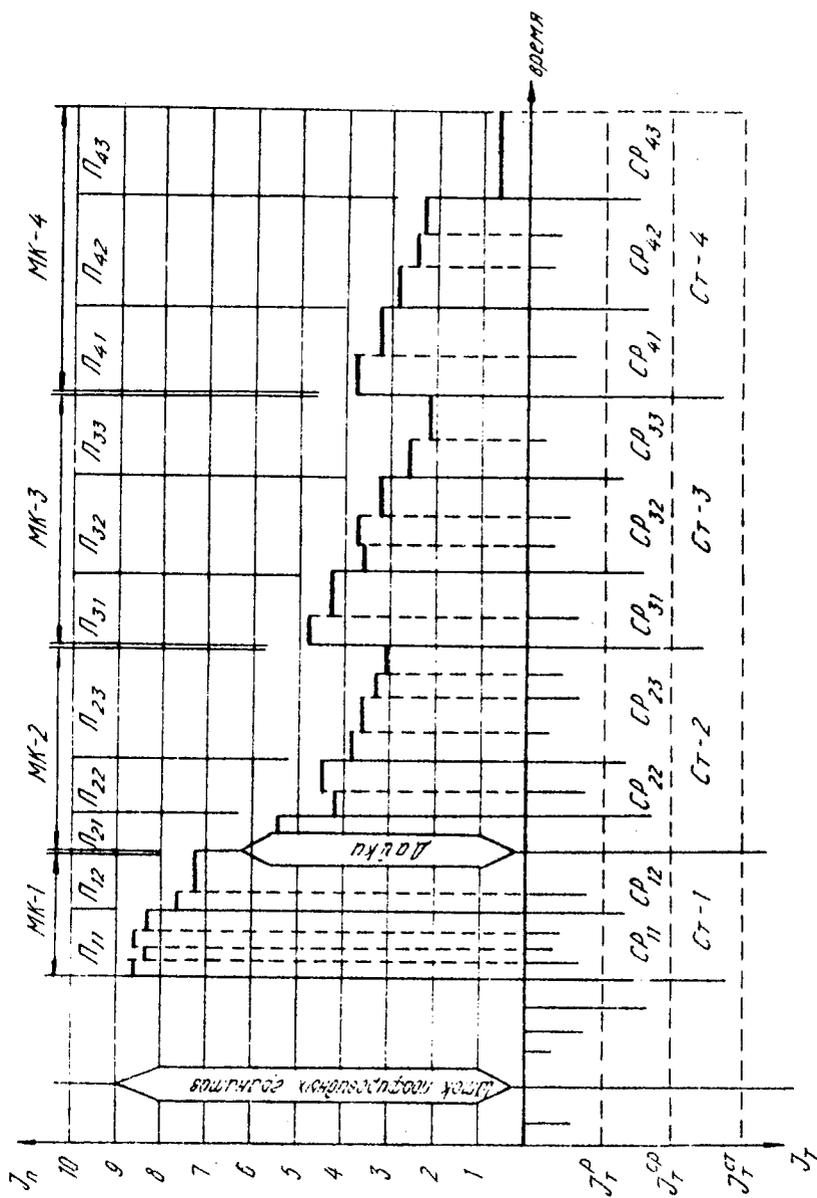


Рис. 1.4. Временная сопоставимость периодов минералообразования, их минеральная продукция и интенсивность тектонических подъёмов

процесса минералообразования – ему просто не удалось подобрать более правильную и столь же легко воспринимаемую иллюстрацию описанных взаимоотношений.

Э т а п м и н е р а л и з а ц и и. Известен ряд хорошо изученных месторождений, на которых проявилось в определенной последовательности несколько стадий минерализации. Более того, известны месторождения, на которых перерывы между отдельными стадиями минерализации настолько длительны, что за соответствующий им промежуток времени происходит интенсивное преобразование ранее отложенных руд и вмещающих их околорудных измененных пород: рассланцевание, метаморфизм и т.д. Иногда ранее отложенные руды рассекаются дайками магматических пород. Разделенные такими длительными перерывами периоды постмагматического минералообразования А.Г.Бетехтин (1958) предложил называть этапами.

Таким образом, наряду с понятием об этапах как о периодах минералообразования, относящихся к различным генетическим типам и весьма удобных для иллюстрации эволюции эндогенного минералообразования вообще, существует и другое их понимание как крупных самостоятельных периодов постмагматического процесса минерализации.

В таком понимании **э т а п м и н е р а л и з а ц и и** – это часть периода постмагматического минералообразования, включающая одну или несколько стадий минерализации, разделенных значительными по длительности временными интервалами и связанных с развитием отдельных магматических тел или фаз сложных магматических комплексов и связанных с ними даек. Объединяемые в один этап стадии минерализации характеризуются общностью источника минерального вещества. Это относится и к тем случаям, когда в качестве такового предполагаются не магматические массы или способ мобилизации его не связан непосредственно с процессом кристаллизации рудоматеринской магмы (заимствование растворами рудного вещества из вмещающих пород на путях миграции, метаморфогенно-гидротермальные месторождения и т.п.).

Последовательно возникающие в результате проявления объединяемых в один этап стадий минерализации минеральные комплексы Н.В.Петровской (1965,) предложено именовать **м и н е р а л ь н ы м и г р у п п а м и**. "Минеральная группа может выделяться лишь в отдельных случаях, когда есть основания для предположения о сложном неодноталном процессе формирования руд... Критерии, позволяющие распознавать одноталные группы минеральных ассоциаций, должны использоваться на

основе материалов широких исследований. Если для выделения минеральных парагенетических ассоциаций достаточно тщательного изучения отдельных небольших обнажений руд, а для распознавания одностадийных комплексов — прослеживания зон разнотипной минерализации в пределах крупных участков месторождений, то наличие минерализации разных этапов может быть установлено только при сравнительном изучении ряда рудных полей, или при специализированном картировании рудоносных районов" (Петровская, 1965, с. II).

Примеров рудных полей, тем более месторождений, с достоверно установленной многоэтапностью их формирования сравнительно немного. Как правило, они встречаются в районах со сложной историей геологического развития, сложным и многообразным по формам проявления магматизмом. С другой стороны, отсутствие надежных критериев генетической связи оруденения с конкретными магматическими телами не позволяет в большинстве случаев уверенно выделять этапы минерализации. Даже в отношении хорошо изученных многими геологами объектов мнения нередко резко расходятся. Так, для Джидинского рудного поля в Западном Забайкалье одними исследователями выделяется до пяти этапов минерализации (Повилайтис, 1960; Игнатович, 1965), другими — всего один этап (Онтоев, 1974). Причины такой несогласованности различные, но, видимо, одна из наиболее существенных — терминологические затруднения, различное понимание объема этапов.

Другим примером совмещения в одном рудном поле разновозрастной минерализации, относящейся к различным этапам, может служить молибденовое месторождение Кляймакс в США. По данным американских геологов (Уоллес и др., 1973), рудоносный шток гранит-порфиров формировался здесь в четыре главные фазы, с первыми тремя из которых была связана рудная минерализация. Каждый из четырех выделяемых интрузивно-гидротермальных циклов (накопление летучих и металлов в магматическом очаге — внедрение магмы — дробление пород кровли — отделение летучих и развитие гидротермальной минерализации), связанных с развитием единого магматического очага, в приведенном ранее понимании представляет этап минерализации.

Э п о х а м и н е р а л и з а ц и и. Несколько последовательных этапов минерализации, связанных с развитием многофазного магматического комплекса, составляют эпоху минерализации, а совокупная их минеральная продукция — рудный комплекс. Такое понимание рудного комплекса близко к представлениям

Ю.А.Билибина (1947), Е.Г.Шаталова (1959), Р.М.Константинова (1966), Б.И.Флерова (1972) и др. При этом предполагается, что связь оруденения с магматическими породами может быть как генетической, так и парагенетической.

Формирование многофазных магматических и соответствующих им рудных комплексов в геологическом масштабе времени является длительным — до десятков миллионов лет. Выявлением закономерностей размещения оруденения в течение подобной длительности промежутков времени на общем фоне геологического строения и развития крупных рудоносных площадей занимается региональная металлогения. Рассмотрение подобных вопросов не входит в нашу задачу.

§ 1.4. Длительность периодов минералообразования

Изложенные выше представления о периодизации процесса гидротермального минералообразования в связи с развитием тектоники и магматизма суммированы в табл. 1.1. Абсолютная продолжительность различных периодов минералообразования приведена по имеющимся оценкам и с учетом данных Д.В.Рундквиста (1965), В.Н.Котляра (1970), Д.О.Онтоева (1974), В.Н.Шарапова (Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Сотников, 1975), А.С.Калинина (1975) и др. Указанные цифры относятся преимущественно к условиям гипабиссального (2–3 км) рудообразования в связи с гранитоидными интрузиями.

Имеющиеся в литературе многочисленные данные по абсолютному возрасту рудных месторождений, к сожалению, пока не дают возможности определить продолжительность формирования минеральных парагенезисов и комплексов, которая обычно оказывается меньше разрешающей способности применяемых методов датирования абсолютного возраста (Андерсон и др., 1968). Данные по отдельным рудным районам хорошо согласуются с приведенными в табл. 1.1 цифрами. Так, возможная продолжительность рудного процесса в Комсомольском оловорудном районе оценивается в 7–10 млн. лет (Бакулин, 1983). Обобщение результатов определений абсолютного возраста по 44 преимущественно порфирирового типа медным месторождениям в Андах показало, что природные интрузивы внедрялись не более чем за 2–3 млн. лет до развития оруденения в Чили и за 20–30 млн. лет в Колумбии и Перу. Детальные исследования системы Хулькани в Перу показали, что длительность процесса гидро-

термального изменения вмещающих пород и оруденения составляла 0,5-3 млн.лет (Sillitoe, 1968). Близкие цифры приводятся и для жильно-грейзенового олово-вольфрамового месторождения Пенашкейра в Португалии - (4,7 ± 0,8) млн.лет.

При этом можно ожидать, что для месторождений, формирующихся на относительно больших глубинах, будет характерно некоторое удлинение отдельных периодов минералообразования, для субвулканических и приповерхностных, - напротив, их сокращение. Кроме того, более низкотемпературные процессы при всех прочих равных условиях обычно характеризуются большей продолжительностью, чем высокотемпературные (Рундквист и др., 1971).

Продолжительность формирования некоторых месторождений значительно превышает приведенные цифры. Это, как правило, месторождения полихронные, с весьма сложной историей развития, охватывающей целые геологические периоды. Однако периоды собственно рудообразования при этом оказываются короткими: от 1-2 до 10 млн.лет (Рундквист, 1982). Так, для оловорудного месторождения Корнуолл в Великобритании намечается пять таких периодов с возрастом 281-270, 225-215, 170-160, 124 и 60 млн.лет. Оруденение при этом эволюционировало от ранней кварц-касситеритовой до поздней ураново-полиметаллической минерализации.

Согласно В.И.Смирнову, продолжительность формирования полигенных и псlixронных месторождений, как правило, составляет десятки и сотни миллионов лет.

Завершая характеристику периодизации гидротермального минералообразования, целесообразно обратить внимание на необходимость разграничения градации геологического времени применительно к региональным металлогеническим исследованиям и к изучению отдельных рудных тел, месторождений и рудных полей. В первом случае приходится иметь дело с весьма длительными промежутками времени, соответствующими проявлению отдельных тектоно-магматических циклов ($2 \cdot 10^7$ - $2 \cdot 10^8$ лет) или их крупных этапов (стадий) длительностью в $2 \cdot 10^6$ - $2 \cdot 10^7$ лет, во втором - с явлениями более эпизодическими и локальными: формирование отдельных магматических тел или их многофазных магматических комплексов. Кроме того, практические потребности рудничной геологии и необходимость выявления особенностей развития эндогенного минералообразования во времени обуславливали целесообразность выделения более коротких временных промежутков, характе-

ризирующих специфику развития и формирования состава минералообразующих растворов в зависимости от времени их отщепления от магматических пород и влияния вмещающей среды на такие важнейшие факторы минералообразования, как давление, температура, массоперенос и др. (этапы и стадии минерализации).

Таким образом, оба упомянутых ранга градации геологического времени применительно к развитию и размещению эндогенной минерализации в земной коре отражают два разных подхода к ее исследованию и описанию: металлогенический региональный (общий план) и рудно-генетический (детализация конкретных процессов). Недочет этого ведет к досадной терминологической путанице и затрудняет взаимопонимание различных исследователей.

§ 1.5. Эволюционная концепция развития минералообразования

Сложность процессов эндогенного минералообразования и возможность неоднозначного истолкования наблюдающихся реальных соотношений природных объектов, в том числе и минеральных агрегатов, привели к тому, что в настоящее время среди геологов нет единства в понимании не только продолжительности и критериев выделения таких периодов минералообразования, как этап, стадия или ступень, но и в принципах их выделения.

Как отмечалось, точка зрения пульсационно-прерывистого поступления минералообразующих растворов в зону минерализации разделяется не всеми геологами. Не ставя себе задачу дать обзор имеющихся по этому поводу представлений, остановимся на некоторых из них. Одной из достаточно распространенных и хорошо известных является гипотеза "опережающей волны кислотных компонентов" (Коржинский, 1966). В соответствии с ней постмагматический раствор, просачивающийся через поры горных пород, в головной своей части относительно обогащается кислотными компонентами ввиду их лучшей фильтруемости. Тогда по величине pH проходящего через зону минерализации единого потока гидротермальных растворов можно выделить четыре последовательных стадии его эволюции: раннюю щелочную, кислотного выщелачивания, позднюю щелочную и заключительную — нейтральную. Согласно В.А.Жарикову (1968), "совокупность магматической и всех постмагматических стадий составляет полный законченный период гидротермальной деятельности,

называемый гидротермальным циклом". Ближе всего такому пониманию гидротермального цикла соответствует приведенное выше определение этапа минерализации. Стадии минерализации как следствие прерывистости минералообразования, т.е. в принятом нами понимании, ступенями этой точки зрения не выделяются.

В другом варианте эволюционная концепция развивается в работах Л.Н.Овчинникова. Смысл ее ясен из следующего высказывания: "Здесь физико-химическая история образования калийных плутогенных гидротермальных месторождений полностью исключает определяющую роль при этом пульсации магматического очага. Пульсационная гипотеза, выдвинутая в 1937 г. С.Смирновым, имела большое прогрессивное значение и была необходима в период увлечения советскими геологами формальной схемой единого батолита В.Эммонса как ее противопоставление не только при теоретических построениях, но и в практической работе. Однако попытки сохранить ее и сейчас с помощью различных искусственных схем, даже в примирении с гипотезой Д.Коржинского, достойны только сожаления. Число тектонических подвижек, сопровождающихся возникновением или, наоборот, закрытием трещин, могут достигать за время образования месторождения нескольких десятков, а также количество трещин и их размеры в разных месторождениях и на разных стадиях определяются местными условиями и весьма различны. Эти подвижки, естественно, не могут влиять на ход рудообразующего процесса, в своих главных чертах единого для всех месторождений. Они не определяют и последовательность минералообразования в отдельно взятом месторождении, нередко разобщая во времени жилы и прожилки одного и того же состава. Снижающаяся температура - неизбежная первопричина последовательного минералоотложения в месторождениях" (Овчинников, 1968, с.487).

Механизм влияния температуры на ход минералообразования раскрывается в другой работе. "Формирование эндогенного месторождения в соответствии с регрессивным длительным непрерывно-прерывистым ходом рудного процесса всегда многостадийно и характеризуется закономерной сменой высокотемпературных стадий низкотемпературными (отличающимися различным ступеням минерального равновесия), вызванной эволюцией полиморфных превращений структуры воды... Количество импульсов кислотности и дискретного осаждения минералов в одном месторождении может соответствовать количеству особых температурных точек воды и достигать семи; возможно и меньшее их количество (Овчинников, 1988, с.228-232).

Таких особых температурных точек для воды выделяется десять: 4, 18, 40, 80, 100, 165, 225, 270, 340 и 410° С. Как отмечает Л.Н.Овчинников, при давлении, равном давлению насыщенного пара, в этих точках на температурных кривых констант диссоциации различных электролитов степени гидролиза солей, изменения состава комплексных соединений, растворимости минералов, электропроводности и некоторых термодинамических характеристик воды и растворов электролитов появляются экстремумы и перегибы. При этом в интервалах между двумя соседними особыми точками часто обнаруживается слабая зависимость растворимости вещества от концентрации электролита и от давления.

Считается, что в особых температурных точках достигается равенство относительной концентрации двух доминирующих в воде структурных группировок, сопровождающееся одновременным появлением или исчезновением других структурных группировок. Так, при 0° С доминируют группировки в 72 и 5% молекул воды, состоящие соответственно из семи и пяти гексагональных колец в три слоя. Следующие две структурные группировки получаются из них при отщеплении одного слоя гексагональных колец, т.е. количество молекул в них составляет 48 и 38. При дальнейшем повышении температуры перестройка структурных группировок продолжается.

Исследованиями Л.Н.Овчинникова и А.М.Масаловича (1981) установлено, что при подходе к равновесию со стороны высоких температур растворенное вещество между особыми точками находится в метастабильном состоянии. В особой точке это состояние снимается, и система приходит к равновесию как в отношении основных структурных форм воды, так и в отношении растворенного вещества. Последнее означает, что при этом происходит его осаждение. Одновременно имеет место импульсное приращение кислотности раствора. На основании этого делается вывод о принципиальной возможности прерывистого течения процесса минералоотложения из одного потока растворов и об исключительном значении эффекта полиморфных преобразований воды для рудообразования.

Если с последним, по-видимому, можно согласиться, то методологические основы противопоставления эволюционности развития гидротермальных растворов с прерывистостью их поступления в зону минералоотложения представляются неясными. Казалось бы, это явления, развивающиеся самостоятельно, каждое по своим законам и в силу своих

обстоятельств. В одном случае это саморазвитие системы раствор-порода на фоне изменения внешних ее параметров, во втором – развитие структуры соответствующего участка земной коры, в основе которого в значительной степени лежат тектонические причины. Многообразие путей их взаимодействия нами только познается.

§ I.6. Общие выводы

Изложенное позволяет сделать несколько основных выводов.

1. В рудных месторождениях и зонах гидротермальной минерализации вообще возможно выделение ряда структурно усложняющихся форм организации минерального вещества: минеральные индивиды и минеральные агрегаты – минеральные парагенезисы – минеральные комплексы – минеральные группы – рудные комплексы. Минеральные индивиды и агрегаты при благоприятных условиях возникают из любого гидротермального раствора; парагенезисы – из раствора, но уже в рамках определенных физико-химических параметров и в условиях соответствующей внешней среды, обеспечивающих формирование равновесной минеральной ассоциации; минеральные комплексы – из одного потока гидротермальных растворов как совокупность минеральных парагенезисов, отражающих его эволюцию во времени в сочетании с изменчивостью среды минералообразования. Минеральные группы понимаются как совокупность минеральных комплексов, объединяемых в своем формировании родством с одним источником растворов.

2. Выделение минеральных парагенезисов как реально существующих групп совместно образовавшихся и равновесных минералов должно основываться на использовании как положительных, так и отрицательных критериев. Важнейшими среди первых являются равновесность минералов, их сближенность во времени отложения и пространственная обособленность соответствующих минеральных ассоциаций. Невозможность отнесения минералов и их агрегатов к одному парагенезису определяется их резкой неравновесностью, несовместимостью физико-химических свойств, термобарогеохимических параметров образования или определенных геохимических характеристик минералов или их разновидностей, наличием признаков текущих соотношений различных по составу минеральных агрегатов или их закономерной пространственной обособленностью, а также развитием явлений неравномер-

ной перекристаллизации минеральных агрегатов с выраженным изменением состава отдельных минералов.

3. Гидротермальная минерализация в рудных полях и месторождениях развивается в течение весьма длительных даже по геологическим масштабам интервалов времени: от десятков тысяч до десятков и сотен миллионов лет.

4. Развитие гидротермальной минерализации является прерывистым во времени и в пространстве. Причина первого – неравномерность, "порционность" поступления растворов в зону минерализации ввиду периодического возобновления повышенной проницаемости флюидопроводников, второго – структурно-вещественная неоднородность зоны минерализации. Различной длительности интервалы минерализации как признаки ее временной дискретности можно выстроить в иерархический ряд: ритм – ступень – стадия – этап – эпоха минерализации и ретроспективно охарактеризовать через их минеральную продукцию.

5. Общие причины стадийного, прерывистого развития минерализации остаются дискуссионными. Разногласия касаются преимущественно роли тектоники как фактора стадийности. Представления С.С.Смирнова о периодическом "вскрытии" эволюционирующего магматического очага в результате проявления тектонических подвижек и множественности потоков разнотипных гидротермальных растворов подвергаются критике с позиций единого изменяющегося во времени потока гидротермальных растворов (варианты Д.С.Куржинского и Л.Н.Овчинникова). Попытки компромиссного решения вопроса также критикуются.

КРИТЕРИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ АГРЕГАТОВ

Дальнейшие успехи в изучении генезиса месторождений и горных пород во многом будут зависеть от того, насколько успешно будет совершенствоваться методика определения относительного возраста минералов.

Б.В.Чесноков, 1966

§ 2.1. Возрастные соотношения минералов

Для случая одноактного образования двух минералов А и В в принципе возможны такие возрастные соотношения, когда А и В образуются либо одновременно, либо последовательно, либо время их образования перекрывается лишь частично (частично одновременный рост). Условно это можно показать в виде схемы (рис. 2.1).

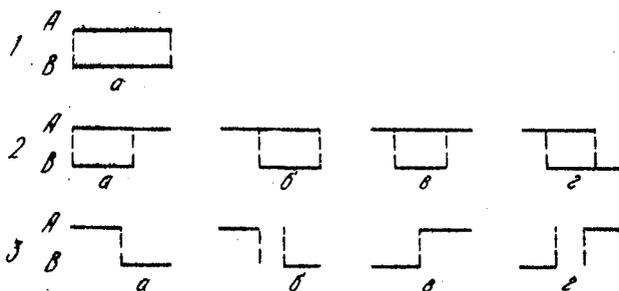


Рис. 2.1. Принципиальная схема возможных возрастных соотношений минералов А и В:

1 - одновременный рост; 2 - частично одновременный рост; 3 - последовательный рост

Как показывает опыт изучения возрастных соотношений минералов и их агрегатов, наиболее трудно решается вопрос одновременности их образования. Более того, как считает А.Г.Жабин (1979), доказать абсолютную одновременность явлений актов минералообразования вообще практически невозможно. И не только потому, что для этого пока не накоплен необходимый методический опыт и не разработаны в достаточном количестве соответствующие критерии, ... и потому, что эта задача в научном плане чрезвычайно трудная ввиду сложности и многообразия природных минералообразующих систем. В практической работе геологи нередко пользуются известным правилом: Если не раньше и не позже, то – одновременно. При таком подходе, к сожалению, возможны ошибки, так как не все критерии одновременности образования минеральных тел являются абсолютными.

Ниже рассмотрим основные критерии, на основании которых можно составить представление о возрастных соотношениях минералов и их агрегатов. О стадийности минералообразования на их основе судить нельзя, так как это – совершенно разные понятия, и разговор об этом пойдет в следующей главе.

§ 2.2. Критерии одновременности выделения минералов

Как уже отмечалось, доказать абсолютную одновременность актов минералообразования практически невозможно, особенно если они пространственно разобщены. Пояним это на примере.

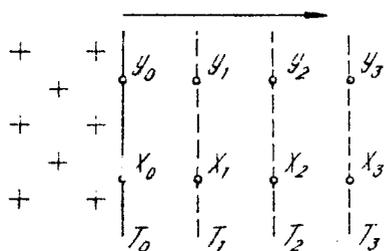


Рис.2.2. Принципиальная пространственно-временная схема развития диффузионного метасоматоза: пунктир – изоконцентраты; X_n и Y_n – точки пространства минералообразования на соответствующих изоконцентратах; T_n – моменты времени

Допустим, в какой-то момент времени T_0 в геологическом пространстве возник активный контакт двух сред, от которого в указанном стрелкой направлении (рис. 2.2) начала развиваться диффузия вещества

со скоростью v . При достижении в точках $X_0, X_1, X_2 \dots X_n$ определенной пороговой концентрации диффундирующего вещества начинается процесс минералообразования, в ходе которого возникает характерный парагенезис минералов, например $A + B$. Так как диффузия осуществляется с конечной скоростью v , образование парагенезиса $A + B$ в точках пространства $X_0, X_1, X_2 \dots X_n$ не будет одновременным. При этом разрыв во времени образования данного парагенезиса в различных точках пространства будет тем больше, чем дальше от контакта располагается соответствующая точка.

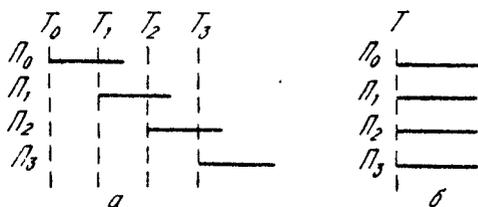


Рис. 2.3. Две трактовки временного соотношения минеральных парагенезисов для случая, изображенного на рис. 2.2: а - с учетом конечности скорости диффузионного массопереноса; б - в ретроспективе без учета таковой

Если возникающий в точках $X_0, X_1, X_2 \dots X_n$ парагенезис $A + B$ условно обозначим как $\Pi_0, \Pi_1, \Pi_2 \dots \Pi_n$, то временная схема его образования будет выглядеть так, как это показано на рис. 2.3, а. Однако ввиду ретроспективности наших рассуждений по поводу образования данного парагенезиса наиболее вероятно мы примем его за своеобразный временной репер, припишем началу его образования время T и представим дело так, как показано на рис. 2.3, б. Ошибочность такой трактовки для подобной ситуации очевидна. Заметим, что парагенезис $A + B$ в точках пространства X_0 и Y_0, X_1 и Y_1, X_2 и Y_2 , т.е. вдоль соответствующей изоконцентрации диффундирующего вещества, возникает одновременно.

Аналогичным образом можно построить рассуждения и в отношении любых других факторов минералообразования: температуры, давления, кислотности-щелочности, окислительно-восстановительного потенциала, инфильтрационного массопереноса и т.д. Все они обладают конечной скоростью распространения в пространстве, поэтому оставляемые ими следы в виде новообразованных минералов, парагенезисов или иных явлений не могут служить в качестве абсолютных временных ре-

Текстурно-структурные признаки, указывающие на одновременное, последовательное и разновременное отложение минералов и минеральных ассоциаций (по Исвенко М.П., 1975)

Тип отложения	М и н е р а л ы	
	Форма и строение минерального зерна и коллоидного вещества	
	Форма	Внутреннее строение
Одновременный	Кристаллические зерна идиоморфной или аллотриоморфной формы	Однородное, зональное, двойники роста
	Кристаллобласти эмульсионной пластинчатой и волокнистой формы	Однородное
	Коллоидное вещество колломорфной формы	Концентрически-зональное
Последовательный	Кристаллические зерна идиоморфной, гипидиоморфной и аллотриоморфной формы	Однородное, зональное, двойники роста
	Скелетные и реликтовые очертания зерен как результат замещения	Прямые и зазубренные границы зерен
	Явления коррозии между минералами	Однородное, секториальное и зональное
Разновременный со следами перерыва	Кристаллические, метасоматические, бластические и кластические зерна различной формы	Двойники роста и двойники давления
	Коллоидное вещество	Системы трещин, твердые включения

Т а б л и ц а 2.1

	Ассоциации	Парагенетические ассоциации минералов
Первичные структуры минерального агрегата	Первичные текстуры руды	
Аллотриоморфнозернистая, идиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, идиоморфнометазернистая, гребенчатая, пойкилитовая, распада твердых р-ров Кристаллобластическая Метаколлоидная Коллоидная	Массивная, нодулярная вкрапленная, пятнистая Метаколлоидная Коллоидная	Руды собственно магматического, осадочного и реже постмагматического генезиса
Гипидиоморфнозернистая, сидеронитовая, гипидиоморфнометазернистая Скелетная Реликтовая Разъедания	Слоистая Псевдослоистая Оолитовая Крустификационная Полосчатая Жеодовая Конкреционная	Руды собственно магматического, осадочного генезиса, гидротермальные жилы
Первичные и вторичные структуры в раннем и позднем минеральных агрегатах	Текстуры заполнения трещин и пустот (прожилковая, брекчиевая, кокардовая, полосчатая, друзовая и др.) Коррозионные текстуры (реликтовая, скелетная, каемочная, петельчатая, решетчатая, графическая и др.) Текстуры унаследованные	Руды постмагматического генезиса, зоны окисления и зоны цементации (месторождения выветривания)

перов. Как справедливо отмечает А.Г.Жабин, в подобных случаях нами фиксируются признаки не абсолютно одновременно образующихся минералов, а признаки комплекса явлений, имевших место в данном автономном пространстве минералообразования.

В практике изучения парагенезисов руд для оценки одновременности образования минералов нередко используются структурно-текстурные признаки (табл.2.1). В общем виде они сводятся к следующему.

1. Структура кристаллических агрегатов. При одновременном выделении минералов возникают идиоморфнозернистая, графическая, гребенчатая, аллотриоморфнозернистая структуры. Зерна минералов нередко обладают зональным строением, иногда с включениями одних минералов по зонам в другие (например, кварца в гранате). При отложении минералов из коллоидных растворов возникают колломорфная, гелевая и другие виды структур, в том числе и мелкоколлоидные, также являющиеся надежными признаками одновременности выделения участвующих в их сложении минералов. Одновременность выделения минералов уверенно устанавливается по структурам распада твердых растворов: эмульсионной, пластинчатой, решетчатой, зональной и др., а также различным структурам, возникающим при перекристаллизации минеральных агрегатов (бластическим).

2. Текстура руд. В качестве критериев одновременности отложения минеральных агрегатов в рудах могут служить такие текстуры, как массивная, коллоидная и некоторые разновидности вкрапленной и пятнистой. Разумеется, это относится лишь к случаям, когда отсутствуют структурные признаки разновременности выделения слагающих минеральные агрегаты зерен.

Более надежные данные об одновременности образования минералов можно получить, используя особенности внешней и внутренней морфологии минеральных индивидов и агрегатов (Григорьев, 1961; Жабин, 1979; Чесноков, 1974). Под внешней морфологией при этом понимаются особенности формы минеральных индивидов (кристаллов, зерен) и их агрегатов, под внутренней – особенности внутреннего строения минеральных индивидов (зональность, секториальность, границы между блоками, двойники, полости растворения, залеченные трещины и т.д.). Рассмотрим основные из них.

1. Индукционные формы как дефекты внешней морфологии индивидов. Индукционные формы – следствие взаимного влияния (индукции) совместно растущих и соприкасающихся кристаллов. Поверхности соприкосновения кристаллов обычно искривлены и покрыты различной плотности

многочисленными штрихами. Главными видами индукционных форм являются псевдограни, псевдорёбра, индукционные рёбра и индукционные грани (рис. 2.4).

Псевдограни представляют собой поверхности совместного роста соприкасающихся пар граней двух кристаллов. Линии, ограничивающие псевдогрань, носят название псевдорёбер. На поверхности псевдограни имеются отдельные плоские поверхностные участки - индукционные грани, линии пересечения которых образуют индукционные рёбра. Поверхность псевдограни обычно покрыта индукционной штриховкой, которая воспринимается как частое чередование "гребней" и "впадин", склоны которых образованы индукционными гранями. Частота индукционной штриховки может быть очень высокой - до 1000 и более граней (или рёбер) на 1 мм профиля псевдограни. С течением времени индукционные формы кристаллов перестраиваются, штриховка становится более грубой.

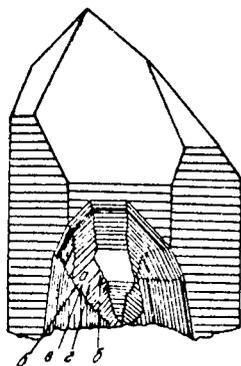


Рис. 2.4. Индукционная поверхность совместного роста. Каждая пара граней соприкасающихся кристаллов образует псевдогрань (а), ограниченную псевдорёбрами (б). Поверхность псевдограни покрыта индукционной штриховкой, сформированной различными индукционными гранями (в) и индукционными рёбрами (г) (по Григорьеву Д.П., 1961)

Индукционные формы совместного роста минералов как элементы скульптуры поверхностей минеральных индивидов обычно изучаются с помощью оптических гониометров. В простейших случаях можно использовать бинокулярный микроскоп. Установить, а тем более изучить индукционные формы в плоских срезах (шлифах, аншлифах, полировках и т.п.) обычно невозможно. Методика их изучения описана в специальных руководствах (Фекличев, 1966; Чесноков, 1974).

На практике вопрос об одновременности роста минералов нередко приходится решать через "посредника": если минералы А и В, а также А и С имеют попарно индукционные поверхности, то их имеют и В и С, т.е. можно полагать, что все они выделялись одновременно. К такому приему приходится прибегать, когда минералы В и С ввиду их малого

содержания, например в руде, в сростках встречаются крайне редко, а минерал А является широко распространенным, например жильным.

2. Зональность пространственно разобщенных минеральных индивидов и агрегатов. Установление одновременности образования пространственно разобщенных, не соприкасающихся минеральных индивидов представляет одну из наиболее сложных задач генетической минералогии. Обычно в таких случаях приходится выявлять какие-либо характерные особенности изучаемых индивидов и, если это не противоречит известным закономерностям, придавать им значение временных реперов. Одним из таких часто выявляемых типоморфных признаков минеральных индивидов является их зональное строение.

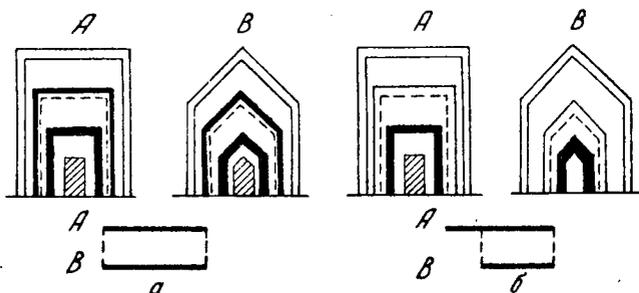


Рис. 2.5. Полное (а) и частичное (б) совпадение зональности кристаллов минералов А и В и схемы временных соотношений их роста

На рис. 2.5, а показаны пространственно разобщенные кристаллы минералов А и В, обладающие полным совпадением зонального строения, на основании чего может быть сделан вывод об одновременности их образования. Разумеется, при этом следует иметь в виду возможность временного скольжения факторов, определяющих зональное строение кристаллов, как это было отмечено в начале данной главы (см. рис. 2.2 и 2.3). Если такое пространственное разобщение незначительно и если нет оснований предполагать слишком малую скорость распространения в пространстве вызывающего зональность фактора, вывод об одновременности роста кристаллов минералов А и В можно считать достаточно обоснованным. Естественно, при этом должны сопоставляться однотипные срезы минеральных индивидов, как правило, проходящие через их центр и охватывающие все зоны роста.

Зональное строение минеральных индивидов может иметь различное выражение, соответственно разнообразны и методы его выявления и изучения. Это могут быть различной окраски зоны в кристалле или для внешне однородного индивида зоны различного состава (оптические характеристики, микрозонд, авторадиография и т.п.). У большинства рудных минералов зональность отчетливо проявляется лишь после травления соответствующими реактивами, иногда с применением электролитических методов.

3. Другие временные реперы: явления частичного растворения минеральных индивидов, минеральные присыпки и зоны обильных газожидких включений, деформации минералов и др. Подход к их использованию с целью синхронизации актов минералообразования аналогичен рассмотренному на примере зональности. Условия их образования, методика наблюдения и примеры генетической интерпретации описаны в работах по онтогении минералов (Григорьев, 1961; Григорьев, Жабин, 1975; Жабин, 1979).

Таким образом, выявление критериев одновременности выделения минералов сводится, в основном, к изучению морфологии минеральных индивидов и структурно-текстурных особенностей слагаемых ими агрегатов. Естественно, этим не исключается использование и других критериев, в частности, физико-химических. Особое внимание при этом следует обращать не только на положительные, но и на отрицательные критерии, т.е. на критерии, исключающие возможность совместного образования минералов даже при их нахождении в составе одного образца и отсутствии противопоказаний со стороны текстурно-структурных признаков. Примеров таких запрещенных парагенезисов достаточно много: нефелин - кварц, оливин - кварц, гематит - пирротин и др.

Кроме рассмотренных некоторыми исследователями выделяются так называемые парагенетические критерии синхронности (Дымков, 1985):

1) частое чередование последовательно отлагающихся двух или нескольких минералов в виде ритмов со сходными текстурными и морфогенетическими признаками - чередование мономинеральных друзовых корок, ритмичное отложение минералов;

2) постоянное сонахождение последовательно образующихся минералов в пределах одних и тех же жил или прожилков, не вызванное общим локальным осадителем;

3) разобщенность в пространстве двух или нескольких минералов, образовавшихся одновременно с третьим минералом одной и той же генерации либо с группой субсинхронных минералов, при наличии иденти-

чных возрастных соотношений позволяет считать разобщенные минералы субсинхронными.

Нетрудно увидеть, что перечисленные критерии не являются критериями одновременности образования минералов. Они указывают только на близость их выделения во времени, укладывающуюся во временные рамки формирования соответствующих минеральных парагенезисов. Для решения задач парагенетического анализа процесса минералообразования этого вполне достаточно.

§ 2.3. Критерии разновременности выделения минералов и их агрегатов

Критерии неодновременного, последовательного отложения минералов и их агрегатов более многочисленны и лучше разработаны в сравнении с критериями одновременности их роста. Они известны как на уровне минеральных индивидов, так и их агрегатов.

I. Искажение формы растущего кристалла вблизи препятствий ввиду изменения в области соприкосновения условий питания его граней. Вблизи препятствия на растущем кристалле возникают новые грани, обычно с простыми кристаллографическими символами. В других случаях происходит расщепление растущего кристалла (рис. 2.6). Экспериментально на кварце было показано, что расщепление растущего кристалла над препятствием происходит далеко не всегда. В эксперименте в 40 % случаев растущий кристалл облекал препятствие (проволоку), соединяясь над ним и образуя одну обычную головку. Причина различного отношения растущих кристаллов к препятствиям связывается с неодинаковой скоростью роста граней натянувшегося на препятствие кристалла (Григорьев, Жабин, 1975). Как следствие этого вывод: искажение формы растущего кристалла вблизи препятствия – признак более раннего образования последнего, отсутствие такого искажения – не повод для отрицания разновременности образования кристалла и облекаемого им включения.

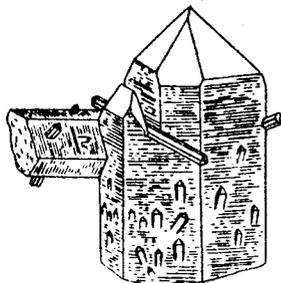


Рис. 2.6. Соотношение кварца с кристаллом-препятствием, ориентированным $\perp [10\bar{1}0]$ (по Григорьеву Д.И. и Жабину А.Г., 1975)

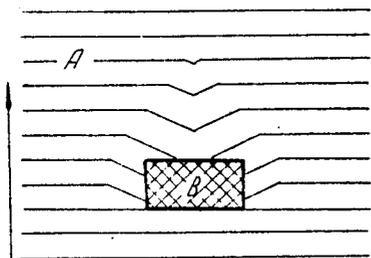


Рис. 2.7. Изменение зональности кристалла А около включения В. Стрелка указывает направление роста грани кристалла А.
(по Чеснокову Б.В., 1974)

Интересно отметить, что после полного обрастания включения на растущей грани над включением иногда образуется углубление, которое постепенно может зарости. Но при этом в растущем кристалле в месте смыкания элементарных слоев могут возникнуть дислокации или произойти изменение характера зональности (рис. 2.7).

2. Изменение скульптуры граней растущего кристалла вблизи более ранних индивидов (препятствий). Схематично это показано на рис. 2.8, где по характеру штриховки граней кристалла А видно, что кристалл В выступал в качестве препятствия при её росте. Напротив, одна и та же штриховка около кристалла С свидетельствует о его более позднем нарастании на изображенную грань кристалла А. Условно это изображено на рисунке в виде схемы.

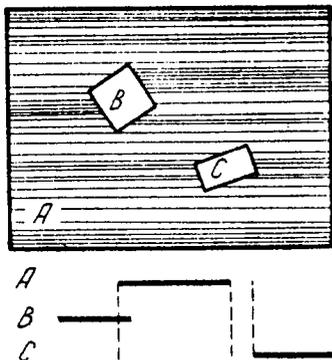


Рис. 2.8. Штриховка грани (001) кристалла пирита (А) около разновозрастных кристаллов В и С

3. Особенности зонального строения минеральных индивидов и агрегатов. На рис. 2.5,6 показан пример зональности частично одновременных кристаллов А и В. Более поздний рост кристалла В здесь устанавливается по отсутствию у него самой внутренней зоны, присущей кри-

таллу А. Близко одновременный рост последующих зон кристаллов подтверждается их полной идентичностью.

Пример частично одновременных жил, также устанавливаемых по их зональности, показан на рис. 2.14.

4. Поверхности соприкосновения нарастающего минерала и минерала-основания. Нарастающий минерал в условиях свободного роста ксеноморфен к деталям рельефа более раннего минерала-основания. Поверхности их соприкосновения антисимметричны: они относятся друг к другу как подложка и слепок с нее. Нарастающий минерал унаследует у минерала-основания различные элементы скульптуры его граней (комбинационную штриховку, фигуры травления), а также разнообразные дефекты, связанные с деформацией минерала-основания (трещины, поверхности излома, спайности, отдельности, механических двойников и т.п.). Будучи более поздним, нарастающий минерал не участвует в этих деформациях.

При эпитактическом нарастании под влиянием симметрии грани кристалла-основания может произойти значительное изменение формы нарастающих кристаллов.

5. Раньше выделившиеся минералы иногда интенсивней изменены более поздними процессами, более деформированы, трещиноваты или раздроблены. Естественно, при этом следует учитывать относительную химическую устойчивость и механическую прочность минералов.

6. Разъедание, коррозия одних минералов другими, скелетная форма зерен. Эти признаки в большинстве случаев выявляются лишь при изучении руд под микроскопом, реже – при макроскопическом исследовании. Особое внимание при этом следует обращать на характер границ между зернами: их зазубренность, наличие реликтов замещаемого минерала в замещающем вдоль их границ, скелетные формы зерен, – все это свидетельства неравновесных соотношений между минералами, признаки развивающегося замещения.

В целом признаки замещения минералов весьма разнообразны и будут рассмотрены в одном из последующих разделов. Здесь же отметим, что замещение развивается обычно избирательно вдоль наиболее деформированных, пористых и, в общем случае, легко проницаемых для растворов направлений в минеральных телах. Обусловлено это тем, что процесс замещения одних минералов другими сопровождается более или менее интенсивным привнесом и выносом вещества, осуществляемым посредством поровых растворов путем диффузии или фильтрации.

7. Последовательное наложение минеральных агрегатов в виде полос от зальбандов жилы к ее центру. Признак особенно характерен для жил выполнения, обладающих поясовым или крустификационным строением (рис. 2.9). Каждый из минеральных агрегатов может быть продуктом отдельной стадии минералоотложения, хотя это совершенно не обязательно, так как известны примеры формирования жил поясового строения в течение всего одной стадии минерализации. Зональность в жиле в таких случаях возникает либо вследствие постепенного изменения состава поступающего в полость рудоотложения раствора, либо при изменении его состава в связи с отложением более ранних минералов (зональность отложения).

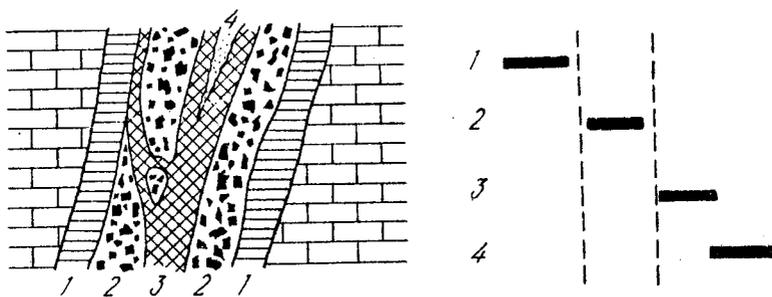


Рис. 2.9. Жила поясового строения с прямой зональностью. Справа показана последовательность выделения минеральных агрегатов; пунктир - подвижки, дробление

На рис. 2.9 изображена жила поясового строения с прямой симметричной зональностью, т.е. отложение вещества в ней происходило от зальбандов к центру. Это подтверждается наличием своеобразных ответвлений-прожилков от внутренних поясов жилы в сторону внешних, периферических. В случае обратной зональности отложение вещества в жилах происходит от их центральной части к периферии вследствие приоткрывания рудовмещающей полости при повторяющихся подвижках вдоль зальбандов. В обоих случаях особого внимания заслуживают контакты минеральных агрегатов (поясов) различного состава, где могут быть вывлены признаки их замещения или проникновения одного в другой. Из этого становится ясным, что сама по себе последовательность наложения минеральных агрегатов без изучения взаимоотношений между ними не может рассматриваться как надежный критерий установления порядка минералоотложения.

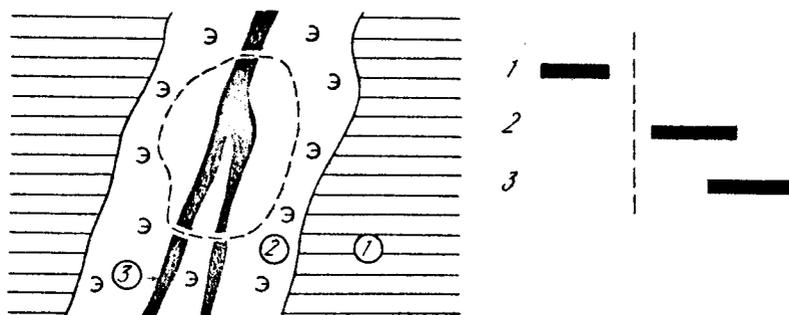


Рис. 2.10. Кварцевая жила с актинолитом и пиритом (3) в пироксен-гранатовом скарне (1) с зоной околожильноизмененной амфибол-эпидотовой породы (2). Пунктиром обозначены контуры штуфа. Справа - схема последовательности формирования минеральных агрегатов

8. Пересечение ранее отложенных руд (минеральных агрегатов) более поздними прожилками. Признак настолько очевиден, что на первый взгляд не требует особых разъяснений. Тем не менее, следует иметь в виду, что при изучении штуфных образцов ограниченных размеров не всегда можно с полной уверенностью утверждать, что секущие прожилки являются образованиями более поздними, чем заключающий их минеральный агрегат. В этом можно убедиться, рассматривая рис. 2.10. Пироксен-гранатовый скарн здесь рассекается ветвящимся кварцевым прожилком с пиритом и редкими зернами актинолита. Вблизи прожилка вследствие гидратации скарновых минералов развивается широкая зона эпидот-амфиболового состава. Если иметь дело со штуфом, контуры которого отмечены на рис. 2.10 пунктиром, к правильному выводу об одновременности формирования прожилка и вмещающей его эпидот-амфиболовой породы придти далеко не просто. Во всяком случае, всегда следует иметь в виду возможность активного воздействия минералообразующих растворов на вмещающие породы, искать и уметь находить следы такого воздействия.

На рис. 2.11 показано пересечение лимонитового агрегата кварцевым прожилком. При формальном подходе к данному случаю можно предположить более позднее образование кварца в сравнении с лимонитом.

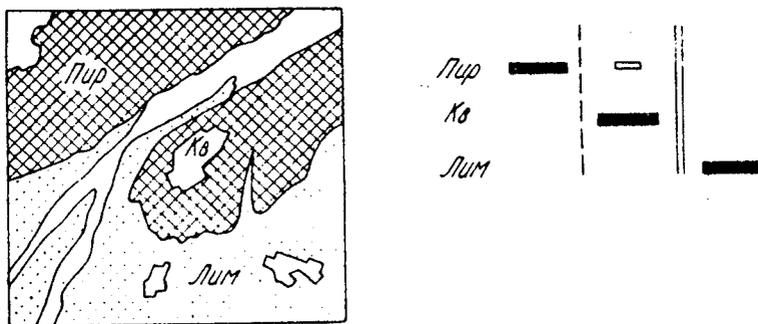


Рис. 2.11. Кварцевый прожилок (Кв) рассекает пиритовый агрегат (Пир), в значительной степени замещенный лимонитом (Лим). Справа - схема последовательности формирования минеральных агрегатов: отражена перекристаллизация пирита, связанная с образованием кварцевых прожилок. Двойная вертикальная черта разграничивает эндогенную и гипергенную эпохи минерализации

Однако, во-первых, это маловероятно вообще, во-вторых, при достаточно внимательном изучении в лимоните почти всегда удается обнаружить реликты замещенных им первичных минералов руд или установить природу последних по индикаторным текстурам лимонита. Реальные возрастные соотношения агрегатов в таких случаях нередко оказываются прямо противоположными тем, представление о которых возникает при первом беглом знакомстве с их пространственным взаимоотношением.

9. Брекчиевые и брекчиевидные текстуры, когда обломки ранее сформировавшихся пород или руд цементируются более поздней минеральной массой. Бесспорными кажутся возрастные взаимоотношения минеральных агрегатов - цемент всегда более поздний. Так бывает, действительно, в большинстве случаев, но нередки и исключения, особенно когда речь идет о брекчиевидных текстурах.

Так, при резкой неравновесности материала обломков и минералообразующих растворов наблюдается их взаимодействие. Обломки, особенно мелкие, частично растворяются, частично замещаются новыми устойчивыми в данных условиях минералами. При этом нередко не происходит полного выравнивания состава цемента и реликтовых обломков, выступающих в виде более или менее отчетливых теней на фоне цемента. Качественно состав таких обломков и цемента может быть идентичным, но количественные различия в соотношении минералов со-

храняются. Очевидно, это тот случай, когда "обломки" (точнее, слагающие их минералы) являются разновозрастными с цементом.

Возможны и иные, на первый взгляд, еще более "невероятные" возрастные соотношения обломков брекчии и цемента, но они встречаются значительно реже рассмотренных.

10. Пересечение жил и прожилков между собой. Возможны два случая:

- а) пересекающиеся жилы и прожилки имеют различный состав;
- б) они имеют одинаковый состав.

Первый случай изображен на рис. 2.12. Относительный возраст пересекающихся прожилков здесь ясен: прожилок 1 древнее 2. Если и те и другие широко развиты на месторождении, выдержаны по составу и имеют постоянные возрастные соотношения, по-видимому, они образовались в разные стадии минерализации.

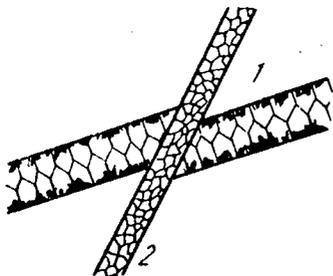


Рис. 2.12. Пересекающиеся разновозрастные жилы с выполнением различного состава

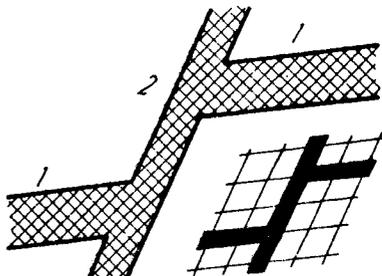


Рис. 2.13. Ложное пересечение жил одинакового состава. Слева - схема его возникновения в системе трещин скальвания

Второй случай, пересечение жил и прожилков одинакового состава, более сложен для расшифровки даже в ситуациях, подобных изображенной на рис. 2.13. Казалось бы, прожилок 1 здесь образовался раньше прожилка 2, вдоль которого он был позднее даже смещен. Однако это не так. Равновероятно их одновременное формирование в системе пересекающихся трещин скальвания, как это в виде схемы показано внизу в правой части рис. 2.13. В подобных случаях при выяснении возрастных соотношений жил с одинаковым или близким по составу минеральным выполнением большое значение приобретает также изучение околожилноизмененных пород.

Среди различных случаев пересечения жил известны и подобные изображенным на рис. 2.14. Это так называемые частично одновременные жилы. Пояса жилы А, объединяемые в зону I, являются более ранними, чем пояса в зоне 2. Последние тождественны жиле В. Отсюда и их возрастные соотношения, символически изображенные на рис. 2.14.

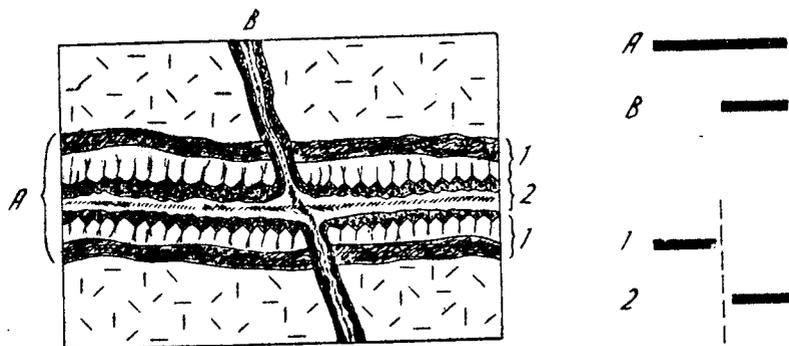


Рис. 2.14. Частично одновременные жилы. Справа – схема их возрастных соотношений и место тектонической подвижки, приведшей к заложению жилы В

II. Друзовые и миаролитовые текстуры также могут быть использованы в качестве критериев одновременности выделения минералов: жероды и миаролы выполняются веществом позднее формирования включающих их пород.

Некоторыми исследователями (Исаенко, 1975) наряду с одновременным и разновременным типами отложения минералов различается также их последовательное отложение. При этом применительно к минеральным агрегатам, образовавшимся в одну стадию минерализации, употребляются термины "одновременное" и "последовательное" отложение, к отложившимся в разные стадии – "разновременное". Важнейшими текстурными признаками разновременного отложения минеральных агрегатов в этом случае считается заполнение пустот и замещение. Важнейшие структурно-текстурные признаки, характеризующие, согласно М.П.Исаенко, возрастные взаимоотношения между минералами и их агрегатами, приведены в табл. 2.1.

§ 2.4. Случаи сложных возрастных соотношений

Признаки одновременности выделения минералов и их агрегатов не ограничиваются рассмотренными выше примерами. Более того, применение большинства из них требует внимательного отношения к объекту исследования и строго индивидуального подхода к каждой конкретной геологической ситуации. Неполнота наших знаний о формировании исследуемого объекта и обычно ограниченные возможности для его наблюдения часто создают значительные трудности в правильной интерпретации возрастных взаимоотношений между минеральными агрегатами. Это хорошо видно из следующих примеров.

М.Г.Добровольской и Т.Н.Шадлун (1974) в рудах полиметаллических месторождений Забайкалья при изучении взаимоотношений ранних пирит-сфалеритовых агрегатов с поздними сульфoантимонид-галенитовыми постоянно отмечались по их границе своеобразные ореолы мелковкрапленного пирита. Тонкое изучение взаимоотношений этих минералов показало, что мелковкрапленный пирит в данном случае образуется при замещении сфалерита буланжеритом - Pb_5Sb_4Si11 (рис.2.15), т.е. он представляет собой вторую, более позднюю, генерацию этого минерала.

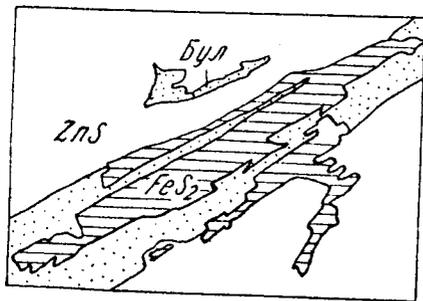


Рис. 2.15. Замещение сфалерита буланжеритом (Бул), сопровождающееся выделением пирита, Благодатское месторождение (по Добровольской М.Г. и Шадлун Т.Н., 1974). Схематическая зарисовка по микрофотографии

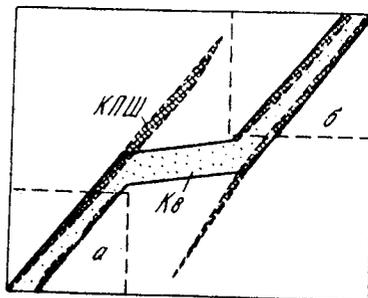


Рис. 2.16. Развитие поздней метасоматической минерализации вдоль зальбандов ранних прожилков (по Рундквисту Д.В. и Денисенко В.К., 1967)

Д.В.Рундквистом и В.К.Денисенко (1967) описано осложнение внутреннего строения жил выполнения вследствие избирательного развития

последующей метасоматической минерализации преимущественно вдоль зальбандов и возникновения при этом текстур, имитирующих текстуры первичного жильного выполнения. Один из таких случаев показан на рис. 2.16. Если бы здесь изучались лишь участки жилы а и б, ограниченные на рисунке пунктиром, вполне вероятен вывод о более раннем отложении в призальбандовой части жил калишпата и затем в их центральной части - кварца. В действительности же события развивались в такой последовательности.

1. Образование Z-образного изогнутого кварцевого прожилка.

2. Подновление трещин вдоль зальбандов прожилка. В участке Z-образного изгиба поздние трещины не повторяли очертание раннего прожилка, а развивались прямолинейно лишь вдоль зальбандов его параллельных звеньев, выходя при этом на 7-10 см во вмещающие породы.

3. Проникновение растворов вдоль возникших трещин и формирование в них калишпата, развивающегося только в параллельных звеньях раннего кварцевого прожилка и отсутствующего в соединяющем их звене. На продолжении параллельных звеньев кварцевого прожилка во вмещающих породах возникли самостоятельные калишпатовые прожилки. В более раннем кварцевом прожилке калишпат образует друзы кристаллов вдоль обоех зальбандов, имитируя обычное строение кварц-полевошпатовых прожилков с последовательным отложением на стенках трещин сначала калишпата, а затем кварца.

Еще более сложный случай взаимоотношения разновозрастных прожилков показан на рис. 2.17. Здесь пересекаются три прожилка: кварц-молибденитовый, на рисунке обозначенный как Кв-1, кварц-пиритовый (Кв-2) и существенно микроклиновый (Мик). Отчетливо видно, что кварц-пиритовый прожилок Кв-2, сопровождающийся окварцеванием, серицитизацией и пиритизацией вмещающих пород, пересекает более ранний кварц-молибденитовый прожилок Кв-1. Кварц-пиритовый прожилок Кв-2 пересекается более поздним микроклиновым прожилком, вблизи которого участками на значительном отрезке от места пересечения замещен свежим не серицитизированным микроклином. Если рассматривать обозначенные на рис. 2.17 участки а и б изолированно, может создаться ложное впечатление, что имеется не только прожилок Кв-2, более поздний, чем Кв-1, но и еще тип микроклин-кварц-пиритовых прожилков, одновременных с микроклиновыми прожилками (такие прожилки могли бы сформироваться одновременно по системе пересекающихся трещин).

В данном случае для правильного понимания возрастных соотношений рассматриваемых трех типов прожилков решающее значение имеет про-

слеживание состава прожилка Кв-2 по простиранию и выявление в нем изменений, связанных с развитием позднего микроклина, синхронного с формированием собственно микроклиновых прожилков.

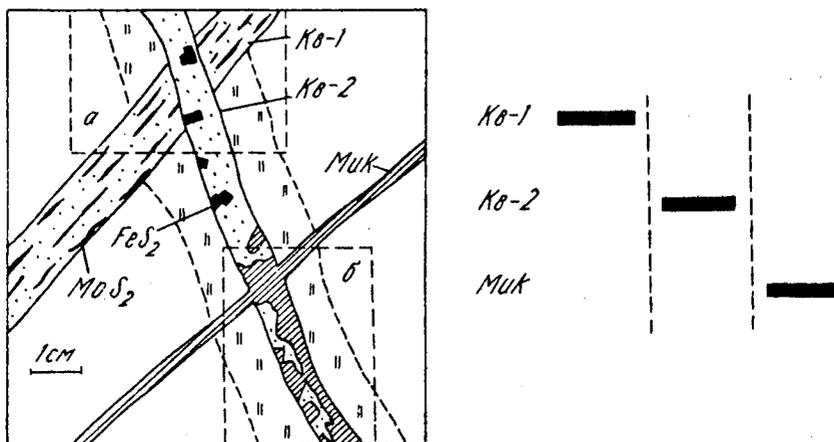


Рис. 2.17. Сложное соотношение прожилков, возникающее вследствие резких "фациальных" изменений их минералогического состава в участках проявления более позднего метасоматоза (по Рундквисту Д.В. и Денисенко В.К., 1967)

Интересный пример возрастных взаимоотношений трех жилок, относящихся к разным стадиям минерализации Букукинского месторождения, приводится В.Ф. Барановым (1977). Маломощная кварц-вольфрамовая жилка А (рис. 2.18) сечется кварц-сульфидной В, а последняя – кальцитовой жилкой С. Халькопирит в кварц-вольфрамовой жилке появляется только в месте ее пересечения кварц-сульфидной, где происходит также нарушение гребенчатой оторочки ранней жилки. На основании этого и определяется последовательность их образования.

Еще одна интересная особенность образования прожилков выполнения отражена на рис. 2.19. Красный среднезернистый гранит рассекается системой параллельных или проходящих под острым углом друг к другу кварц-гематитовых и гематитовых прожилков. Мощность первых в раздувах достигает 10-15 мм, вторых – не более 2-3 мм, нередко это тонкие нитевидные прожилки длиной до 15-20 см. Контакты и

тех и других-резкие, вмещающий гранит никаких следов гидротермального изменения не несет.

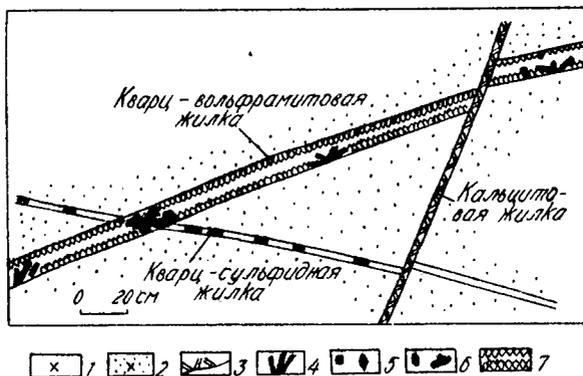


Рис. 2.18. Строение жилы № 7 Букукинского месторождения в центральной части нижнего штрека:

1 - гранодиорит; 2 - грейзенизированный гранодиорит; 3 - жильбертитовая оторочка жилы; 4 - вольфрамитоносный кварц; 5 - пирит; 6 - халькопирит; 7 - кварцевая ж.ла с друзовой текстурой (по Барбанову В.Ф., 1977)

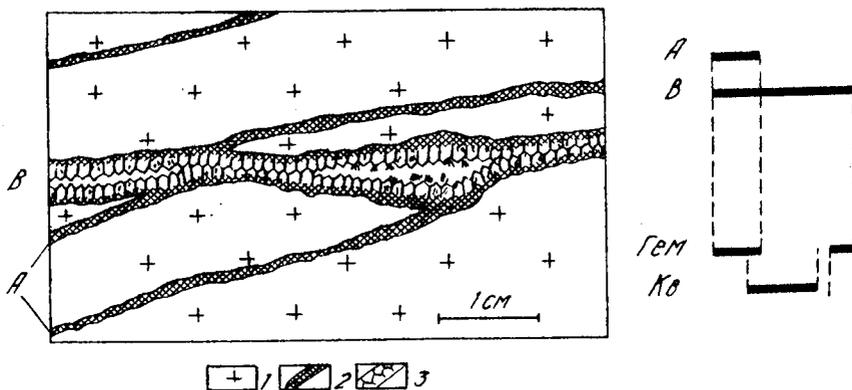


Рис. 2.19. Система гематитовых и кварц-гематитовых прожилков в граните:

1 - красный гранит; 2 - гематит; 3 - гребенчатый кварц

Кварц-гематитовые прожилки в призальбандовой части сложены тонкочешуйчатым гематитом (ширина зоны до 2-3 мм), в центральной - гребенчатым полупрозрачным кварцем. В раздувах прожилков кварц образует целевидные жёдки, в которых на головках его кристалликов местами располагаются редкие пластинки гематита, иногда - их розетко-видные сростки. Тонкие пластиночки гематита отмечаются и в основании кристалликов кварца, изредка - вдоль их боковых границ. Кристаллики кварца (за исключением самого их основания) включений гематита не содержат.

Гематитовые прожилки, подходя под острым углом к кварц-гематитовым, их не пересекают, а как бы "вливаются" в их призальбандовую гематитовую зону, сливаются с ней.

Интерпретация описанного в виде схемы дана на рис. 2.19 справа. Образование кварц-гематитовых (В) и гематитовых (А) прожилков началось одновременно с отложения на стенках трещин гематита. По мере накопления гематита тонкие трещины были заполнены им полностью, а в более широких возникла внешняя гематитовая зона. Отложение гематита довольно резко сменилось кварцем, однако некоторое время они кристаллизовались совместно - вростки гематита в основании кристалликов кварца.

Затем выделялся один кварц. В узких участках трещин головки растущих навстречу кристаллов кварца сомкнулись и образовали в трещине минеральную пробку - локализовались узкие целевидные пустоты с вдающимися в них головками кристаллов кварца. Позднее, вероятно с перерывом, вдоль боковых границ индивидов кварца, вдоль центрального шва на головках его кристаллов, изредка также в жёдках имело место незначительное отложение гематита (вероятней всего, перетложение). Никаких следов дробления агрегатов, подвижек нет. Формирование системы различных по составу жил представляло собой единый непрерывный процесс.

Количество аналогичных примеров можно было бы значительно увеличить, но ими в любом случае невозможно охватить все разнообразие соотношений природных минеральных агрегатов. В решении вопроса об их возрастных соотношениях всегда остается место для размышлений, в которых ярко отражается творческая индивидуальность исследователя.

Признаки последовательности выделения минералов по данным микроскопических исследований здесь не являлись предметом особого рассмотрения и поэтому даны лишь в самом общем виде. Детальную их характеристику можно найти в работах Э.Бастина, Л.Грейтона, Р.Колони,

В.Линдгрена, В.Ньюхауза и др. (Критерии ..., 1934), П.Раддора (1962), С.А.Юшко (1971), М.П.Исаенко (1975) и др., а также в руководствах по минераграфии. Интересная сводка признаков возрастных соотношений минералов скарновых месторождений опубликована П.П.Пилипенко (1939). Использованию морфологических признаков относительного возраста минеральных индивидов и агрегатов посвящена специальная работа Б.В.Чеснокова (1974).

§ 2.5. Общие выводы

1. Наиболее уверенно синхронизация минеральных индивидов осуществляется путем изучения особенностей их внешней и внутренней морфологии: индукционных форм, зональности, минеральных включений и др. Для пространственно разобщенных индивидов при этом возникает задача оценки скорости распространения в пространстве комплекса явлений, ведущих к проявлению соответствующих типовых особенностей минералов.

2. Критерии последовательного отложения минеральных индивидов и агрегатов более разнообразны и основаны на учете явлений искажения формы растущих кристаллов вблизи препятствий, изменении скульптуры их граней, зональности минеральных зерен и жил выполнения, морфологии срастания зерен, взаимном зачещении минералов, пересечении, дроблении и цементации минеральных агрегатов и др. Применение указанных критериев требует известной осторожности ввиду их относительности.

3. Строение минеральных агрегатов и руд бесконечно разнообразно, поэтому расшифровка возрастных взаимоотношений слагающих их морфологических единиц не всегда с легкостью сводится к упомянутым выше элементарным решениям. Выявление их истинной природы достигается тщательностью наблюдений и непредвзятостью подходов к их интерпретации.

КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Тот факт, что многие ищут истину и не находят ее, объясняется, вероятно, тем, что пути к истине, подобно дорогам в ногайской степи, ведущим от одного места к другому, столь же широки, как и длинны.

Г.К.Лихтенберг, 1799

§ 3.1. Общие принципы и требования

Приведенные в предыдущей главе признаки последовательности образования минералов и их агрегатов по ряду причин не могут быть использованы в качестве критериев для выделения стадий минералообразования. Происходит это прежде всего потому, что рассмотренные признаки предназначены в основном для выявления последовательности отложения минералов и их агрегатов безотносительно к длительности и внутреннему содержанию соответствующих процессов минералогенеза. Имея в виду это обстоятельство, А.Г.Бетехтин (1958) наиболее надежными критериями выделения стадий минерализации считал следующие два.

1. Пересечение ранних минеральных отложений жилами и прожилками новой стадии минерализации, отличающимися по своему составу и прослеживающимися в забоях горных выработок на разных горизонтах месторождения.

2. Брекчирование ранее отложенных руд, обломки которых сцементированы минеральными массами, выпавшими из позднее поступивших растворов в связи с возобновлением тектонических подвижек.

При этом он обращал внимание на то, что во-первых, указанные особенности строения минеральных масс должны иметь широкое развитие (прослеживаться "... в забоях горных выработок на разных горизонтах месторождения") и, во-вторых, при выявлении противоречивых данных по возрастным соотношениям минеральных агрегатов не следует упускать из виду количественной стороны явлений, чтобы получить правильное представление об основных процессах формирования месторождения.

Действительно, в большинстве случаев смена одной стадии минерализации другой сопровождается брекчированием ранее отложенных руд и минералов, пересечением их жилами иного состава, явлениями метасоматоза и перекристаллизации вещества. Однако аналогичные явления могут иметь место и внутри одной стадии минерализации в связи с непрекращающимися и в ходе минералоотложения тектоническими подвижками. Это кажется тем более естественным, если иметь в виду, что природные минералообразующие системы являются весьма динамичными. По интенсивности проявления дробления, мощности пересекающихся жил и прожилков, частоте их встречаемости отличить межстадийные деформационные перерывы в минералообразовании от внутривстадийных не всегда представляется возможным. Во всяком случае, доля субъективности в решении этих вопросов такова, что практически всегда остается место для длительных и порой бесплодных дискуссий разных исследователей.

Намеченные А.Г. Бетехтиным основные критерии стадийности минералообразования являются достаточно простыми и, казалось бы, очевидными. Однако при их практическом использовании возникает ряд затруднений, связанных, в основном, с неопределенностью самих критериев. Действительно, основой их применения является выявление разновозрастных минеральных агрегатов (пересечение жил, брекчии и т.п.) различного состава. Но пересечения жил, брекчирование могут быть связаны и с проявлением внутривстадийных тектонических подвижек, а изменение состава жил может иметь фациальный характер (влияние состава вмещающих пород, изменение РТ-условий минералоотложения к концу стадии т.п.). В итоге число выделяемых таким образом стадий иногда достигает десяти и более, их различия оказываются несущественными, прослеживание минеральных комплексов, соответствующих отдельным стадиям минерализации, становится затруднительным, а критерии выявления временных соотношений минеральных агрегатов для месторождения в целом теряют свою объективность. И это неизбежно, ибо критерием временных соотношений минеральных агрегатов здесь является только их пространственное размещение (последовательность наложения, пересечение агрегатов, цементация обломков и т.п.), дополненное фактом количественных различий их состава.

Если эволюция среды минералообразования во времени является однообразно направленной, то такие критерии стадийности оказываются недостаточными, ибо они не позволяют отличать деформации внутривстадийные от межстадийных. Важнейшим критерием различия последних оказывается масштаб явлений, что открывает простор для субъек-

тивных оценок. Дело усугубляется тем, что пока недостаточно разрабатанными остаются и методические приемы изучения и интерпретации возрастных взаимоотношений минералов в рудах. Как следствие этого - низкая воспроизводимость результатов наблюдений разных исследователей, по данным В.И.Степанова (1973), составляющая только около 5 %.

Стадия минерализации - понятие временное. Материальным ее выражением является отложение комплекса минералов, как это теперь принято считать, из е д и н о г о п о т о к а гидротермальных растворов. Следовательно, говоря о критериях стадийности гидротермального минералообразования, следует иметь в виду возможность выявления в зоне минерализации именно т а к о г о комплекса минералов.

Успехи геологических наук в изучении рудообразующих процессов позволили дополнительно к указанным А.Г.Бетехтиным наметить еще ряд критериев, дающих возможность более объективно решать эту задачу. В основе предлагаемых критериев лежит признание двух представляющихся достаточно очевидными фактов: взаимообусловленность явлений в ряду тектоническая активность - степень проницаемости флюидопроводников - интенсивность поступления в зону рудоотложения гидротермальных растворов и эволюция последних как на путях их миграции, так и в ходе минералоотложения в зоне оруденения.

Теоретическое обоснование и примеры практического использования приводимых ниже критериев имеются в работах И.Н.Кигая (1963, 1966, 1974), Н.В.Петровской (1960, 1965 и др.), Г.Ю.Григорчука (1965, 1980 и др.), М.Г.Добровольской (1974 и др.), Д.О.Онтоева (1974) и многих других исследователей.

§ 3.2. Общегеологические критерии

К этой группе принадлежат критерии, общей особенностью которых является возможность их выявления при комплексном геологическом изучении рудоносных территорий и зон минерализации. Это могут быть особенности соотношения оруденения и магматических тел, в частности даек, общие закономерности размещения разновозрастной минерализации, изменение структурных условий локализации рудных тел.

1. В н у т р и м и н е р а л и з а ц и о н н ы е д а й к и. Приуроченность многочисленных и разновозрастных даек к рудным полям и месторождениям известна давно. И дайки, и оруденение нередко

локализируются в общих, наиболее проницаемых структурах земной коры, каковыми часто являются: интрузив- надинтрузивные зоны и боковые вмещающие интрузив породы. Периоды повышенной проницаемости таких зон, благоприятные для проникновения магмы в формирования даек, часто совпадают с началом новых стадий минерализации. Это представляется вполне естественным, если полагать, что стадийность минералообразования определенным образом связана с тектоническим режимом в зонах проявления колонн гидротермальных растворов. При этом пути проникновения вязких силикатных расплавов нередко с успехом используются и гораздо менее вязкими водными газовой-жидкими рудоносными растворами. Внедрение даек в рудную зону обычно свидетельствует об улучшении проницаемости глубинных флюидопроводников и о начале новой стадии минерализации из обновленного ювенильными компонентами потока гидротермальных растворов.

Насыщенность многих рудных полей дайками разнообразного состава в ряде случаев позволяет успешно использовать их как критерий стадийности минералообразования. Однако при этом следует проявлять известную осторожность ввиду довольно частой встречаемости ложных пересечений рудных тел дайками. Большое значение имеет также выявление взаимоотношений даек с различными типами измененных пород. Во всех случаях следует учитывать, что дайковые породы, будучи более мелкозернистыми и плотными, чем интрузивные, менее пористыми и более вязкими (особенно дайки среднего-основного состава), хуже поддаются гидротермальному изменению и оруденению. Именно поэтому они нередко выглядят более свежими и "молодыми", чем вмещающие их породы, и тем самым местами создают впечатление ложных пересечений.

Характеризуя внутриминерализационные дайки Джидинского рудного поля в Забайкалье, Д.О.Онтоев (1974) обращает внимание на две их особенности. Во-первых, наличие отчетливой зоны закалки мощностью 3-5 см у даек гранит-порфиров, представленной мелкозернистым аплитом. Во-вторых, на глубинах 200-250 м от поверхности отмечается резкое уменьшение количества и мощности внутриминерализационных даек. Эти обстоятельства указывают на то, что внедрение даек происходило в уже достаточно остывшую апикальную часть гранитного массива и что очаги дайкообразования располагались на относительно небольшой глубине от его остывающей апикальной части. Этим подчеркивается как сопряженность по времени даек и ранних стадий минерализации, так и их общий источник - неглубокие рудоносные очаги внутри этого же массива. Общая схема развития минерализации в пределах рудного поля приведена на рис.5.3.

С внутриминерализационными дайками могут быть связаны метаморфизм ранее отложенных жильных минералов и руд и даже резкое изменение температурного режима минералообразования с нарушением обычной последовательности отложения минералов (например, наложение на касситерит-сульфидные руды Б.Синанчи более высокотемпературных магнетитовых руд).

Признаки, позволяющие судить об относительном возрасте рудных тел и даек, изложены в соответствующих руководствах. Часть касающихся этого вопроса работ указана в списке литературы.

2. **Пересечение ранних жил более поздними жилами.** Критерий был сформулирован, как отмечалось, А.Г.Бетехтиным (1958). При этом предполагается, что такие пересечения должны отмечаться не локально, а на всей площади зоны минерализации или хотя бы значительной ее части, прослеживаться на глубину, т.е. должны быть для изучаемого объекта не исключительным фактом, а характерным явлением. Пересечения разновозрастных жил нередко сопровождаются дроблением, метасоматической переработкой и перекристаллизацией более ранних минеральных парагенезисов.

Естественно, разрядка тектонических напряжений может произойти не только путем заложения новых трещин и зон дробления, но и путем подновления более ранних разрывов. Это приводит к приоткрыванию ранних жил, нередко вдоль их зальбандов, иногда без каких-либо отчетливых признаков смещения или дробления. Вновь возникающие парагенезисы в виде жил и прожилков следуют вдоль "старой" жилы или образуют в ней новые минеральные пояса. И тем не менее при внимательном изучении таких жил обычно выявляются признаки разновозрастности слагающих их минеральных агрегатов (рис. 2.9). Однако установить их принадлежность к разным стадиям минерализации при нередко ограниченных возможностях наблюдения взаимоотношений парагенезисов по площади месторождения сложно. Несмотря на это, данный критерий стадийности, ввиду его широкой распространенности, считается имеющим большое значение.

3. **Изменение плана деформации,** приводящее к локализации разновозрастной минерализации в структурах разных направлений. Критерий близок к рассмотренному выше, однако в данном случае предполагается значительная структурная перестройка зоны рудоотложения, приводящая к минерализации другой системы трещин. При этом пересечения разновозрастных жил может и не быть ввиду их пространственной разобщенности, приуроченности к разным участкам или блокам месторождения.

Примеры подобных соотношений минерализации разных стадий достаточно многочисленны: кварц-вольфрамитовые радиально-концентрические крутопадающие жилы Инкурского штокверка и сульфидно-гюбнеритовые пологопадающие жилы в трещинах скальвания в Холтосонском месторождении Джидинского рудного поля, пологопадающие кварц-вольфрамитовые жилы в контракционных трещинах и крутопадающие кварц-вольфрамит-сульфидные и кварц-вольфрамитовые в трещинах скальвания в Букукинском месторождении (Малиновский, 1965), продуктивные кварц-молибденитовые и поздние безрудные кварц-карбонатные жилы Давендинского месторождения (Дружинин, 1960), жилы системы Анаконда и "синие" жилы месторождения Бьютт в США (Мейер и др., 1972), многостадийная минерализация рудного поля Чукур-Джилга в Средней Азии (Лукин, 1986) и многие другие.

Этот структурный критерий фиксирует не только границы стадий, но нередко также этапов и эпох минерализации (рудное поле Корнуолл в Англии). Однако в связи с тем, что нередко проявляются и внутретапные подвижки, приводящие к изменению структурных условий локализации руд, применение его требует проверки с помощью других критериев. В частности, совершенно необходимо проведение парагенетического анализа руд.

Использование структурного критерия стадийности минерализации ограничивается и тем, что сами рудовмещающие структуры нередко проявляют известную невыдержанность строения, обусловленную прежде всего физико-механическими свойствами участвующих в деформации горных пород. В результате в неоднородных по деформируемости блоках рудных полей и месторождений одновременно могут возникать существенно разные структуры, которые при отсутствии комплексного подхода к изучению стадийности минерализации могут послужить основанием для ошибочных выводов. Кроме того, даже в однотипных по составу горных породах, особенно в условиях малых глубин, существенное значение приобретает явление, известное как вертикальная структурная зональность. Убедительные примеры ее описаны В.А.Невским (1979), Ю.Г.Сафоновым (Геологическая среда..., 1982) и др. В частности, для мало-глубинных месторождений отмечаются смена с глубиной штокверков жилами, упрощение строения сложных жил, смена жильных тел зонами разрезанных прожилков, уменьшение мощности жил и т.д.

В целом роль данного критерия оценивается как большая, однако частота его выявления в месторождениях незначительна.

§ 3.3. Минералого-геохимические критерии

Минералого-геохимическая группа критериев имеет исключительно большое значение для выявления стадий минерализации. Это именно те критерии, которые позволили уточнить понятие стадии минерализации и в целом приблизиться к правильному пониманию эволюции рудообразующих процессов во времени. Особенно большое значение имеет совместное изучение рудных тел и околорудных метасоматитов как продуктов единого рудообразующего процесса. При этом замечено, что несмотря на то, что в разные стадии минерализации возникают совершенно различные по составу парагенезисы рудных жил, они нередко сопровождаются сходными по составу метасоматитами (Григорчук, 1960). Создается впечатление, что в жильном выполнении рудных тел полнее отражается химический состав рудообразующих растворов определенной стадии, тогда как состав околорудных метасоматитов более чувствителен к изменению физико-химических условий минералообразования.

1. Наличие типоморфных минеральных парагенезисов. Критерий представляется очевидным: так как каждая стадия минерализации проявляет себя через свой поток ("порцию") гидротермальных растворов, минеральная продукция ее (минеральный комплекс) также должна отличаться набором характерных, только ей присущих минеральных парагенезисов, адекватно отражающих химический состав этих растворов. Так должно было бы быть, если бы природные минералообразующие системы были столь же просты, как наши рассуждения. В действительности же на состав минеральных парагенезисов, возникающих в определенный момент эволюции этих систем, влияет множество факторов: состав вмещающих пород, РТ-режим в зоне минерализации, состав минеральных парагенезисов предшествующих стадий минерализации и т.д. Другими словами, серьезнейшей помехой использованию этого критерия является частое проявление фациальной зональности минералоотложения.

И тем не менее, например, для подавляющего большинства известково-скарновых месторождений типоморфным парагенезисом ранних стадий минерализации является пироксен+гранат+скаполит. Поздние стадии этих же месторождений столь же часто характеризуются парагенезисом кварц (или кальцит)+сульфиды железа и меди. Аналогично для плутоногенных месторождений золото-кварц-сульфидной формации: ранние - кварц+турмалин+актинолит, средние - кварц+золото+разнообразные сульфиды и сульфосоли, поздние - кварц-сульфоантимонитовая или

карбонатная. Для грейзеновых редкометальных месторождений также известны повторяющиеся типоморфные парагенезисы: ранний - кварцево-рудный с грейзенами, средний - типично сульфидный и поздний - кварц-флюорит-карбонатный.

Подобный перечень типоморфных минеральных парагенезисов, относящихся к соответствующим стадиям минерализации различных типов месторождений, можно было бы значительно удлинить. Но в любом случае он будет неполным и, вероятно, недостаточно точным. Важным в связи с этим представляется замечание А.Г.Ветехтина: "... мы не должны упускать из виду количественной стороны явлений с тем, чтобы получить правильное представление об основных процессах, происходивших при формировании месторождений. Явления второстепенного порядка при этом должны рассматриваться как детали главных процессов" (Текстуры..., 1958, с.345). С учетом такого замечания данный критерий стадийности минерализации можно считать имеющим большое значение, тем более, что он имеет большую степень распространения.

2. Определенная направленность эволюции последовательных минеральных парагенезисов руд и околорудных метасоматитов, принадлежащих одной стадии минерализации. Установлено, что последовательно возникающие в пределах одной стадии минерализации парагенезисы руд и особенно околорудных метасоматитов изменяются направленно. Например, ранние парагенезисы золоторудных жил существенно кварцевые, средние - кварц-сульфидные и поздние - карбонатные. Причем это повторяется циклически для всех пяти выявленных на месторождении стадий (Попивняк и др., 1988). Ранее аналогичная цикличность была описана И.Н.Кигаем (1966₂), Г.Ю.Григорчуком (1980) и рядом других исследователей. В частности, для околорудных метасоматитов золоторудных и редкометальных месторождений Забайкалья установлено, что в их ранних и поздних (в пределах одной стадии) парагенезисах обычно присутствует калиевый полевой шпат, тогда как для средних более обычны хлорит и кальцит, а калишпат отсутствует. Как будет показано позднее, причина такой цикличности смены парагенезисов кроется в особенностях эволюции кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов в пределах каждой стадии минерализации.

В других случаях какой-то тип метасоматитов, например грейзенизация, сопровождает одновременные стадии минерализации (Джидинское и Букукинское месторождения). Наконец, известны случаи, когда тот или иной тип метасоматитов сопровождает только определенные стадии

минерализации (дорудные полевошпатовые метасоматиты Джиды, хлоритизация в хлорит-касситерит-сульфидную стадию на Хапчеранге).

Цикличность развития минерализации считается одним из важнейших критериев выявления стадий минералообразования. При детальном парагенетическом анализе руд и метасоматитов он устанавливается на большинстве месторождений.

3. Характерные содержания или ассоциации основных или примесных химических элементов в минералах, рудах или геохимических ореолах, связанных с проявлением отдельных стадий минерализации. Известны достаточно многочисленные данные о типоморфном значении как содержаний отдельных элементов-примесей, так и их комплекса в минералах, относящихся к различным стадиям минерализации или различным минеральным парагенезисам. Так, Г.А. Юргенсон (1984) отмечает, что допродуктивный серый кварц Балейского месторождения содержит минимальные количества золота и максимальные – сурьмы и меди, полосчатый и массивный кварц продуктивных парагенезисов заметно обогащен золотом и относительно бедней серебром. А.Э. Китвенко (Жабин и др., 1987) нашел, что пириты разных стадий минерализации Квайсинского свинцово-цинкового месторождения хорошо отличаются по величине мультипликативного отношения $Fb \cdot Ag \cdot Mn / (Cu \cdot Co \cdot Ti)$. Ранние генерации арсенопирита в рудах Кавалеровского оловорудного района обогащены кобальтом, поздние – сурьмой (Геология, минералогия..., 1980).

Наряду с этим установлено, что содержание элементов-примесей в минералах разнообразных по формационной принадлежности месторождений в большой степени зависит от положения анализируемых минералов в вертикальном разрезе относительно уровня максимального оруденения. Так, для того же полосчатого кварца Балейского месторождения максимальные концентрации золота, серебра и сурьмы установлены на уровне богатых руд, а с глубиной они заметно падают (для золота и сурьмы в 2–3 раза). Резко контрастно ведет себя и медь (рис. 3.1).

Аналогичные данные получены по большому числу месторождений для пирита, сфалерита, галенита, касситерита, арсенопирита, пирротина и других минералов (Григорян, 1987). К сожалению, авторы при этом не делают привязку анализируемых минералов к определенным генерациям или парагенезисам. Тем не менее общая картина ясна – распределение элементов-примесей в минералах рудных месторождений подчиняется определенной геохимической зональности. Вероятно, последняя содержит

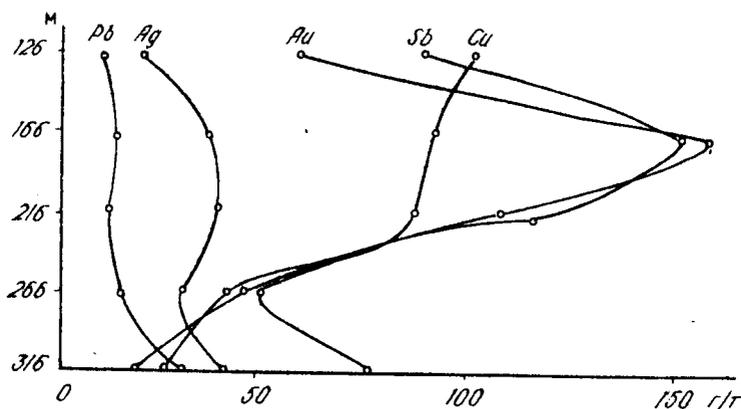


Рис. 3.1. Изменение с глубиной концентрации золота и элементов-спутников в полосчатом кварце (по Юргенсону Г.А., 1984)

две компоненты — зональности стадийной, т.е. именно той, о которой в данном разделе идет речь, и зональности фациальной, в данном случае выступающей как помеха. Оценить относительный вклад каждой из них в общую зональность элементов-примесей в минералах рудных зон пока объективно невозможно. Но совершенно очевидно то, что для каждого месторождения и, видимо, для каждого рудного тела, каждого парагенезиса и минеральной фации это соотношение будет индивидуальным, определяемым условиями их формирования.

Общий вывод: элементы-примеси в минералах могут иметь индикаторное значение при выделении стадий минерализации, но их использование требует большой осмотрительности ввиду значительного влияния фациального фактора.

Содержания ведущих и второстепенных химических элементов в рудах также могут использоваться для идентификации стадий минерализации. Например, в редкометальных месторождениях для одних стадий минерализации ведущим элементом является молибден, для других — вольфрам. Для основной вольфрамитовой стадии ряда месторождений Забайкалья (Джида, Бом-Горхон, Букука и др.) характерным второстепенным элементом является висмут, нетипичный для более ранней молибденитовой и более поздней кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадий. Возможности и ограничения использования этих элементов для выделения стадий

минерализации аналогичны рассмотренному выше случаю элементов-примесей в минералах, правда, с одной оговоркой: дополнительно появляется ограничение со стороны минералогической зональности фациального типа.

Особого внимания заслуживает упоминание о возможности использования с рассматриваемой целью первичных геохимических ореолов рудных месторождений. Имеются в виду случаи, когда на месторождениях выявляются полиформационные геохимические ореолы (Барсуков и др., 1981; Григорян, 1987).

Характерным примером развития полиформационных ореолов является вольфрам-молибденовое месторождение Тырнауз. Месторождение имеет очень сложную историю развития (В.Смирнов и др., 1986). На первом (дорудном) этапе образовались биметасоматические пироксен-гранатовые скарны. Второй этап включает три продуктивные стадии: послескарновых метасоматитов с молибдо-шеелитом, шеелитом и молибдени-том, кварц-молибденитовую и фторгидросиликатно-шеелитовую. На третьем этапе после дополнительных внедрений гранитов происходило усложнение минерализации с наложением медно-висмут-шеелитового с полиметаллами, магнетит-пирротин-халькопиритового, медно-висмутового, полиметаллического и сурьмяного оруденения.

Изучение первичных геохимических ореолов месторождения, в частности Северного участка, позволило идентифицировать ореолы двух типов оруденения: скарново-шеелитового (раннего) и кварц-молибденитового (более позднего), пространственно разобъединенных на этом участке (Григорян, 1987). Было установлено, что типоморфными для скарново-шеелитового оруденения элементами-индикаторами являются: висмут, олово и бериллий, для кварц-молибденитового - мышьяк, иттрий и ванадий. При этом ореолы висмута, олова и бериллия оказались отчетливо приуроченными исключительно к скарново-шеелитовому оруденению, а ореолы мышьяка, иттрия и ванадия - к кварц-молибденитовому штокверку, являясь секущими по отношению к скарново-шеелитовому оруденению.

Полиформационные ореолы установлены и детально изучены также на ряде других месторождений. Не всегда их образование связано с наложением минерализации, принадлежащей к разным стадиям формирования месторождений, иногда, по-видимому, правильней было бы говорить об этапах минерализации. Но принципиально важно другое: разновозрастные минеральные комплексы (или группы) имеют характерный для них набор элементов-индикаторов в си:генетичных им геохимических ореолах, который в принципе может быть использован для идентификации этих ко-

мплексов в пространстве. Пока это не делается. Скорее наоборот - попытки разобраться в возрастных соотношениях элементов-индикаторов оруденения при геохимических поисках предпринимаются только тогда, когда получаемые результаты не согласуются с известным типовым рядом зональности элементов-индикаторов. Таких случаев в практике геохимических работ значительно больше, чем о них известно в литературе. Видимо, потому, что они еще ждут своего объяснения. И их количество будет расти, так как методика проведения массового изучения первичных геохимических ореолов не предусматривает выявления возрастных соотношений элементов-индикаторов оруденения.

В целом использование распределения химических элементов в минералах, рудах и первичных геохимических ореолах рудных тел в качестве критерия стадийности минералообразования имеет ограниченное значение.

4. В а р и а ц и и з о т о п н о г о с о с т а в а х и м и ч е с к и х э л е м е н т о в. Н.В.Петровской (1965₂) показано, что в ряде случаев разновозрастные выделения сульфидов существенно отличаются по изотопному составу серы, особенно когда стадии минерализации были разделены во времени значительными перерывами. А.П.Виноградовым (1957) в качестве критерия разновременных отложений галенита в полиметаллических рудах Рудного Алтая использовался изотопный состав свинца.

В работах последних лет таких примеров значительно больше. Установлено, что изотопный состав серы, кислорода и водорода, входящих в состав минералов разных стадий минерализации, может существенно различаться (Forst, 1961; Fluet, 1967; So Chil-Sup, 1967). В основе таких различий, по мнению большинства исследователей, находится смешанный состав воды рудообразующих растворов: ювенильной (магматической), метеорной и морской. В рудообразующих растворах ранних стадий относительно больше доля ювенильной воды, в поздних - метеорной. При этом вариации изотопного состава указанных элементов хорошо согласуются с термобарогеохимическими данными по газовой-жидким включениям-температуре и составом минералообразующих растворов.

§ 3.4. Физико-химические критерии

Физико-химические параметры среды минералообразования лежат в основе большинства из рассмотренных выше минералого-геохимических критериев стадийности. К числу таких параметров прежде всего относятся: состав, температура, pH и Eh растворов, во многом определяющие состав и эволюцию минеральных парагенезисов руд и сопровождающих

их метасоматитов, распределение элементов-примесей в сосуществующих минералах, некоторые особенности строения первичных геохимических ореолов. Более того, именно по этим вторичным показателям ретроспективно, косвенными методами оцениваются параметры и эволюция минералообразующих растворов, потому что в подавляющем большинстве случаев геологу приходится иметь дело с бывшими средами минералообразования, точнее, с продуктами проходивших в них химических реакций — минералами и их сочетаниями.

Исключение составляют совершенно уникальные природные образования — газовой-жидкие включения — "самые древние консервы на земле", по образному выражению А.Г.Жабина. Это реликты минералообразующих сред, изучая которые прямыми инструментальными методами можно получить данные о температуре, составе и давлении гидротермальных растворов.

I. Ц и к л и ч н о с т ь г и д р о т е р м а л ь н о й к и с л о т н о - о с н о в н о й д и ф ф е р е н ц и а ц и и. В основе этого критерия лежит представление Д.С.Коржинского об эволюционном развитии постмагматических растворов в пространстве и во времени вследствие их кислотно-основной дифференциации на пути от источника до зоны рудоотложения. Учитывая важность этого критерия для выделения стадий минерализации, остановимся на этом вопросе несколько подробнее.

Согласно Д.С.Коржинскому (1966), ранние постмагматические растворы имеют щелочную реакцию, и важнейшей тенденцией их развития является увеличение кислотности при конденсации и дальнейшем уплотнении вследствие охлаждения. Кроме того, в связи с более быстрым просачиванием кислотных компонентов по сравнению с основаниями головная часть фильтрующегося потока растворов обогащается кислотными компонентами, а тыловая — отстающими от них при фильтрации основаниями. Так возникает "опережающая волна кислотности".

Общая схема изменения кислотности растворов при прохождении волны кислотности для определенного сечения потока постмагматических растворов дана на рис. 3.2. В качестве показателя кислотности Д.С.Коржинским здесь выбрана величина $\lg \frac{H^+}{OH^-}$, для нейтральных растворов равная нулю, положительная для кислых водных растворов и отрицательная для щелочных (в отличие от pH эта величина для нейтральных растворов при любых температурах сохраняет постоянное значение и равна нулю).

При просачивании через горные породы постмагматические растворы взаимодействуют с ними в соответствии с принципом кислотно-осно-

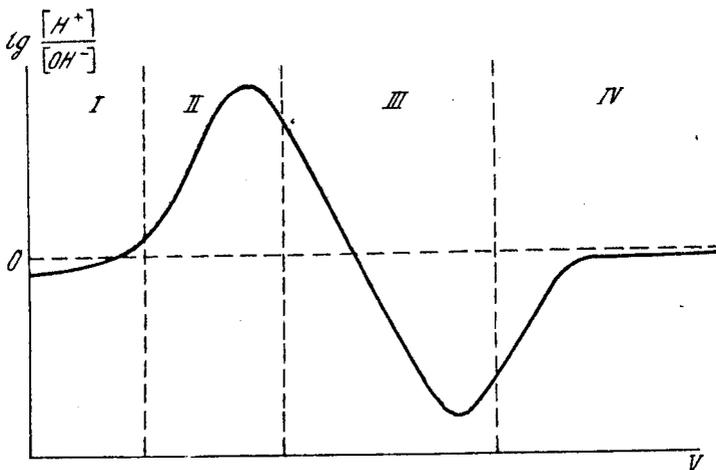
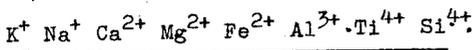


Рис. 3.2. Схема изменения кислотности в произвольном сечении потока постмагматических растворов с опережающей волной кислотных компонентов по мере просачивания:

I - ранняя щелочная стадия, II - стадия кислотного выщелачивания, III - поздняя щелочная стадия, IV - заключительная нейтральная стадия

(по Д.С.Коржинскому, 1969)

вного взаимодействия, который Д.С.Коржинским формулируется следующим образом: "Повышение общей кислотности раствора (или расплава) вызывает понижение валовых коэффициентов активности всех основных компонентов и повышение их для всех кислотных компонентов, причем тем более значительное, чем сильнее (т.е. более диссоциировано) данное основание или кислота" (с.8). Ряд электроположительности для важнейших петрогенных элементов выглядит следующим образом (Коржинский, 1966):



Стрелкой здесь показано направление возрастания электроположительности элементов, т.е. усиление их основных металлических свойств.

Рассмотрим на конкретном примере, как проявляет себя принцип кислотно-основного взаимодействия в условиях гидротермального минералообразования.

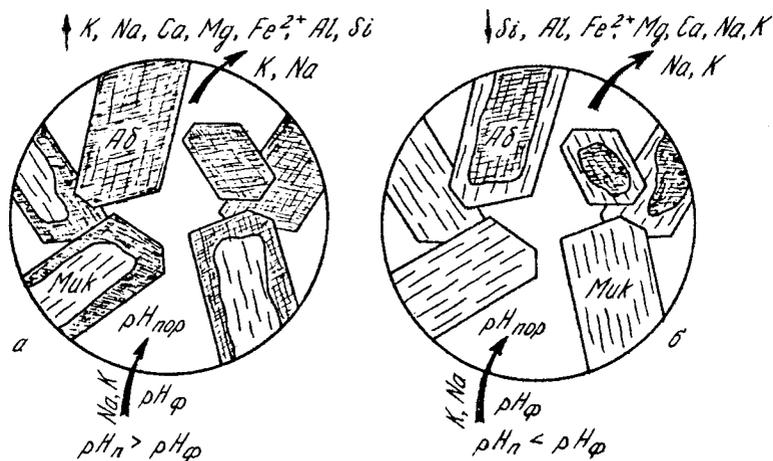
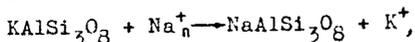


Рис. 3.3. Схема проявления кислотного выщелачивания (а) и осаждения (б) в условиях инфильтрационного метасоматоза: $pH_{\text{п}}$ и $pH_{\text{ф}}$ - соответственно кислотность поровых и фильтрующихся растворов; вверху - ряд, характеризующий последовательность выщелачивания (↑) и осаждения (↓) петрогенных элементов в указанных на схеме условиях

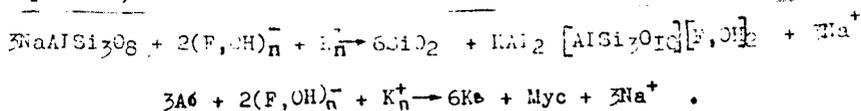
Допустим, в породе, содержащую калиевый полевой шпат (микроклин) и альбит, например гранит, извне проникают (инфильтруются) гидротермальные растворы, содержащие те же компоненты, что и поровые растворы пород, т.е. K, Na, Ca, Al, Si и др., но являющиеся более кислыми (рис. 3.3, а). В данном случае $pH_{\text{п}} > pH_{\text{ф}}$, где $pH_{\text{п}}$ - pH порового раствора пород и $pH_{\text{ф}}$ - pH фильтрующегося через породу раствора. Поступающие более кислые растворы вызовут увеличение кислотности поровых растворов, что приведет к нарушению равновесия в системе поровый раствор - кристаллы. Согласно принципу кислотно-основного взаимодействия подкисление порового раствора вызовет понижение валовых коэффициентов активности оснований, причем наиболее значите-

льное для самых сильных, т.е. для калия. В соответствии с принципом Лешателье в системе начнутся изменения, направленные на сохранение в ней равновесия. В данном случае это будут реакции, ведущие к повышению коэффициентов активности оснований, прежде всего наиболее "пострадавшего" калия. Это достижимо путем повышения концентрации калия в растворе, т.е. путем растворения микроклина. Практически же имеет место реакция



где Na_n^+ - натрий порового раствора. Следствием этого является альбитизация микроклина.

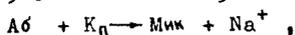
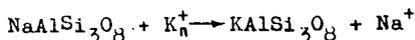
Так как альбитизация протекает в условиях инфильтрационного процесса, освобождающийся в ходе реакции калий уносится растворами, и реакция протекает в прямом направлении до полного замещения микроклина альбитом. Если и в дальнейшем фильтрация растворов будет осуществляться при условии $pH_n > pH_{\phi}$, в силу тех же причин начнется разложение альбита и замещение его, например кварц-мусковитовым агрегатом, по схеме



Процессы, протекающие при соотношении $pH_n > pH_{\phi}$, относятся к процессам кислотного выщелачивания. Вынос элементов здесь происходит в порядке ослабления их основных свойств, т.е.

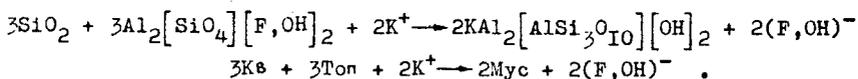


При обратном соотношении кислотности поровых и фильтрующихся растворов, т.е. в случае $pH_n < pH_{\phi}$, реакции метасоматического замещения протекают в направлении, обратном указанному выше для случаев кислотного выщелачивания (рис. 3.3,б). Это происходит потому, что повышение pH поровых растворов при их смешении с фильтрующимися растворами в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия сопровождается повышением в них активности оснований, что в свою очередь, согласно принципу Лешателье, стимулирует протекание реакций замещения более слабых оснований относительно более сильными, например:



т.е. происходит микроклинизация альбита.

Другой пример замещения при возрастающей щелочности растворов:



Это пример поздней мусковитизации кварц-топазового грейзена, нередко развивающейся после прохождения волны кислотных компонентов.

Особого внимания заслуживает следующее обстоятельство. Повышение щелочности (или понижение кислотности) поровых растворов в силу соотношения $\text{pH}_\Pi < \text{pH}_\pm$ ведет к снижению растворимости в них оснований, что обычно сопровождается осаждением последних. Осаждение оснований в таких случаях происходит в порядке возрастания их основности, т.е. $\text{Si} \rightarrow \text{Al} \rightarrow \text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg} \rightarrow \text{Ca} \rightarrow \text{Na} \rightarrow \text{K}$.

Таким образом, в начале каждой стадии минерализации (т.е. эволюции данного потока растворов) раствор неравновесен с вмещающими породами, а нередко и продуктами более ранних стадий минерализации. Его проникновение в зону рудоотложения сопровождается выщелачиванием боковых пород, увеличением их пористости. В ходе преобразования вмещающих пород раствор постепенно приходит в равновесие с ними, его кислотность постепенно понижается (рис. 3.2), и начинается осаждение компонентов. Вследствие этого пористость пород уменьшается, и путями проникновения растворов поздней щелочной и нейтральной стадий^{х)} оказываются лишь сравнительно крупные макропустоты, в которых происходит отложение гидротермальных минералов и формирование жил и прожилков.

Такое изменение характера взаимодействия раствора с вмещающими породами обычно усиливается действием опережающей волны кислотных компонентов, возникающей на фронте движения каждой порции (потока) гидротермальных растворов к месту рудоотложения. Все это вместе взятое и приводит к тому, что в начале каждой новой стадии минерализации преобладает растворение, выщелачивание, а в конце — отложение выщелоченных и привнесенных компонентов. Выявление повторения таких циклов выщелачивания — отложения на месторождении, связанном с каким-то одним источником растворов, является одним из важнейших критериев выделения стадий минерализации.

Примером проявления цикличности сопряженных процессов выщелачивания — отложения может служить изученное И.Н.Кигаем (1966₂) Лифу-

х) Стадий в понимании Д.С.Коржинского, В.А.Жарикова и др.

даинское оловорудное месторождение в Приморье. В первой стадии формированию жильных минералов предшествовало изменение вмещающих пород, в процессе которого замещение развивалось в порядке хлорит - серицит - турмалин, т.е. при падении pH растворов. Отложение жильных минералов происходило в порядке касситерит-турмалин-кварц, т.е. на фоне роста pH. Завершилась стадия окварцеванием ранее измененных вмещающих пород.

В начале второй, арсенопирит-пирротин-халькопиритовой, стадии происходили хлоритизация и серицитизация вмещающих пород, затем в жилах отложились пирит, арсенопирит, флюорит, пирротин и халькопирит. Стадия завершилась околожильным окварцеванием ранее измененных пород.

В третьей, сфалерит-галенитовой, стадии минерализация развивалась преимущественно метасоматическим путем. Сначала во вмещающих породах и жилах отложился хлорит, позднее в жилах по хлориту развивался пирит, а по пириту - сфалерит, отложились минералы висмута, станнин, галенит и халькопирит. Одновременно с отложением халькопирита или немного позднее произошло окварцевание хлоритовых метасоматитов вблизи сфалерит-галенитовых жил и гнезд.

В четвертой, кварц-карбонатной, стадии вслед за внедрением даек происходила хлоритизация вмещающих пород, затем их серицитизация и окварцевание с одновременным отложением в жилах кварца. Позднее в жилах отлагались пирит, серицит, хлорит, флюорит и карбонаты, вмещающие породы в конце стадии подвергались слабой карбонатизации.

В завершающей, диксит-марказитовой, стадии вмещающие породы и ранее отложенные жильные минералы были аргиллизированы, пирротин замещался колломорфным мельниковитом, кальцит - халцедоно-видным кварцем.

Таким образом, в начале каждой стадии минерализации здесь имело место сравнительно широкое развитие метасоматитов кислотного типа, а в конце, при нейтрализации растворов, - более локальное развитие метасоматитов нейтрального или щелочного типов.

Вообще следует подчеркнуть особенно большое значение для уточнения кислотно-щелочного режима гидротермального оруденения изучение околорудных изменений вмещающих пород. Нередко детальные исследования показывают, что каждой стадии минерализации соответствует свой тип околорудных изменений, характеризующийся своими особенностями химизма, минералогического состава измененных пород и их пространственной локализации.

Как видно из приведенного примера, оценка кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов осуществляется косвенными методами путем анализа минеральных парагенезисов. Это – наиболее типичный вариант. Возможны и прямые измерения величины pH растворов, законсервированных в газовой-жидких включениях (Калужный, 1982; Пизнюр, 1986), однако пока они не получили широкого распространения ввиду сложности используемого оборудования и большой трудоемкости процесса.

Цикличность изменения кислотно-щелочных свойств минералообразующих растворов является одним из важнейших критериев стадийности процесса минерализации. Основой его широкого практического использования является углубленный парагенетический анализ руд и сопровождающих их метасоматитов.

2. Эволюция РТС – характеристик и агрегатного состояния минералообразующих растворов по данным изучения включений в минералах. Объективные данные о температуре, давлении, составе и агрегатном состоянии среды минералообразования стали возможными благодаря значительному прогрессу в изучении газовой-жидких включений в минералах (Ермаков, 1972; Пизнюр, 1986). Известны многочисленные примеры успешного использования термометрии по газовой-жидким включениям для температурной градуировки многостадийных процессов гидротермального минералообразования. Исследование газовой-жидких включений приобретает особенно большое значение при одновременном изучении их состава и проведении тщательного анализа парагенезисов руд. В качестве одного из примеров такого комплексного подхода к их изучению можно привести Дарасунское месторождение (Дмитриев и др., 1972).

На этом месторождении выявлено семь минеральных ассоциаций, последовательность выделения которых установлена на основании изучения явлений пересечения и дробления минеральных агрегатов. Путем исследования газовой-жидких включений выяснены химизм минералообразующих растворов и температурные условия формирования минералов. Все это в совокупности с результатами изучения окколорудных измененных пород и данными о смене во времени агрегатного состояния минералообразующих растворов позволило наметить следующую схему минералообразования.

I. Пневматолитово-гидротермальный этап^{х)}:

1. Кварц-турмалиновая стадия (более 420-320 °С).

2. Стадия ранних сульфидов (более 430-275 °С).

II. Собственно гидротермальный этап:

3. Золото-сульфоантимонитово-халькопиритовая стадия (285-170 °С).

4. Халцедон-карбонатная стадия (120-30 °С).

Характер взаимоотношения минеральных агрегатов первых трех стадий в одной из жил месторождения показан на рис. 3.4.

В пределах каждой из стадий установлены цикличность выделения минералов (кварц - сульфиды - карбонаты) и смена околожильной серицитизации калишпатизацией к концу стадии. В пневматолитово-гидротермальный этап минералообразования начало развития каждой стадии характеризовалось деятельностью газовых растворов, которые при снижении температуры уплотнялись и плавно трансформировались в высокотемпературные жидкие водные растворы. В ходе развития процесса минерализации в целом снижалась кислотность растворов, их концентрация, возрастала доля магния относительно кальция, снижалось содержание щелочных элементов (прежде всего калия) и возрастало содержание гидрокарбонат-иона.

Приведенный пример иллюстрирует комплексность использования различных критериев для обоснования выделения стадий минерализации. Изучение газово-жидких включений здесь позволило не только подтвердить намеченные с помощью других критериев стадии минерализации и уточнить их температурные границы, но и обосновать необходимость выделения двух этапов минерализации, отличавшихся по агрегатному состоянию минералообразующей среды. Участие в высокотемпературных процессах надкритических газовых растворов получило документальное подтверждение.

При использовании термобарометрических данных как критерия стабильности минералообразования следует иметь в виду, что температурные границы стадий в пределах месторождения и даже рудного тела не являются строго фиксированными. Температурный градиент особенно заметен вкосте простирания флюидопроводников. Вполне естественно поэтому, что на флангах месторождения и в направлении по восстановлению минерализованных зон формирование синхронных минеральных ассоциаций

х) Вместо принятого нами термина "этап" авторы используют понятие "период".

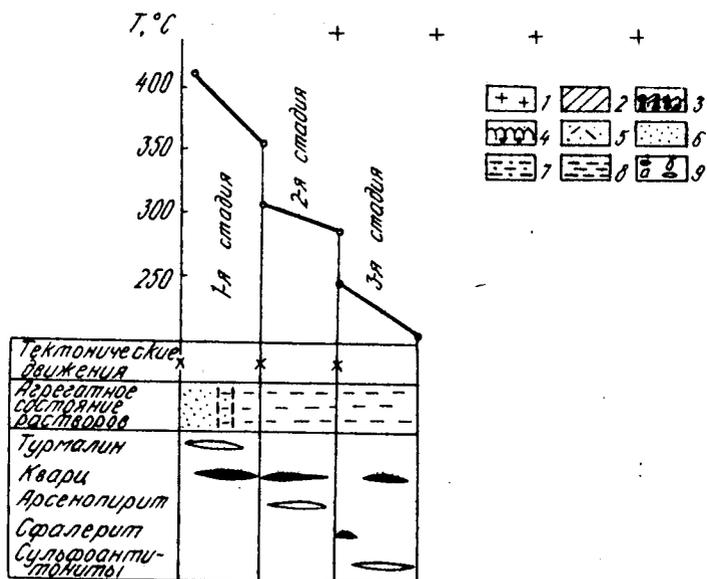
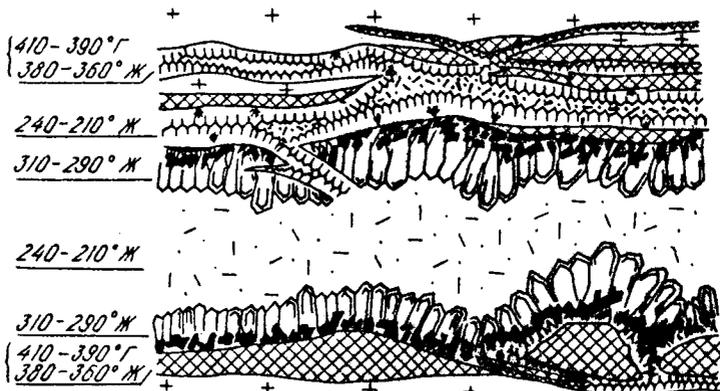


Рис. 3.4. Взаимоотношение минеральных ассоциаций в жиле 4 Дарсунского месторождения и их термометрическая характеристика (с упрощениями по Л.К.Дмитриеву и др., 1972):

1 - пиритизированный гранит; 2 - кварц-турмалиновая ассоциация; 3 - арсенопирит-кварцевая ассоциация; 4-5 - кварц-сульфоантимонитовая ассоциация; 4 - тонкошестоватый кварц с сингенетическими включениями сульфосолей; 5 - рисовидный кварц; 6-8 - агрегатное состояние растворов: 6 - газообразное, 7 - критическое, 8 - жидкое; 9 - температурные интервалы, установленные по включениям (а) и предполагаемые (б)

протекает при более низких температурах, чем в осевой и глубинной частях той же зоны минерализации.

На рис. 3.5 показано изменение температуры кристаллизации крупношестоватого кварца карбонатно-кварцевой ассоциации (кварца-III) по падению в жиле № I Валецкого месторождения (Ляхов, 1968). Как видно из приведенных данных, вертикальный градиент по начальным температурам кристаллизации кварца составляет в среднем 19–21 °C на 100 м, а по конечным температурам кристаллизации этого же кварца – 15 °C на 100 м. Горизонтальный градиент температур для этой же жилы установлен в 6–7 °C на 100 м по началу кристаллизации кварца-III и в 3–4 °C на 100 м – по концу кристаллизации. Снижение вертикального и горизонтального градиентов температур к концу стадии объясняется наступлением к этому времени относительного теплового равновесия между нагретым раствором и стенками рудовмещающих трещин.

Получены данные и о том, что в пределах одной и той же стадии минерализации кристаллизация минералов на разных глубинных уровнях месторождения может происходить из растворов, находящихся в различном агрегатном состоянии. Так, согласно А.М.Кокорину и Д.К.Кокориной (1974), на Лифудзинском оловорудном месторождении (Приморье) ранний турмалин-хлорит-кварц-касситеритовый парагенезис начал формироваться при температуре 440–470 °C. На верхних горизонтах месторождения кварц кристаллизовался из жидких гидротермальных растворов, а на нижних в составе газовой-жидких включений содержание газовой фазы достигает 70 % и более, и отложение кварца происходило из пневматолитовых растворов. Еще на больших глубинах растворы вновь были гидротермальными: минералы отлагались здесь из высококонцентрированных жидких растворов при температуре 450–470 °C. Одновременно хлоритовые метасоматиты сменяются кварц-турмалиновыми и оловянная минерализация затухает.

Важно отметить, что такое изменение состояния и, видимо, состава рудообразующих растворов имело место при незначительном вертикальном температурном градиенте – для жилы Оловянной 20–25 °C на 400 м по вертикали. В то же время в целом для оловорудных месторождений силикатной формации температурный градиент составлял в среднем 5 °C на 10 м. Наиболее высокими температурными градиентами характеризовались нижние и верхние неоловоносные части рудных тел; минимальными – центральные, наиболее интересные в промышленном отношении (Кокорин, Кокорина, 1976).

Показательные в отношении рассматриваемого вопроса данные получены А.В.Лизнром (1966) при комплексном изучении молибденового

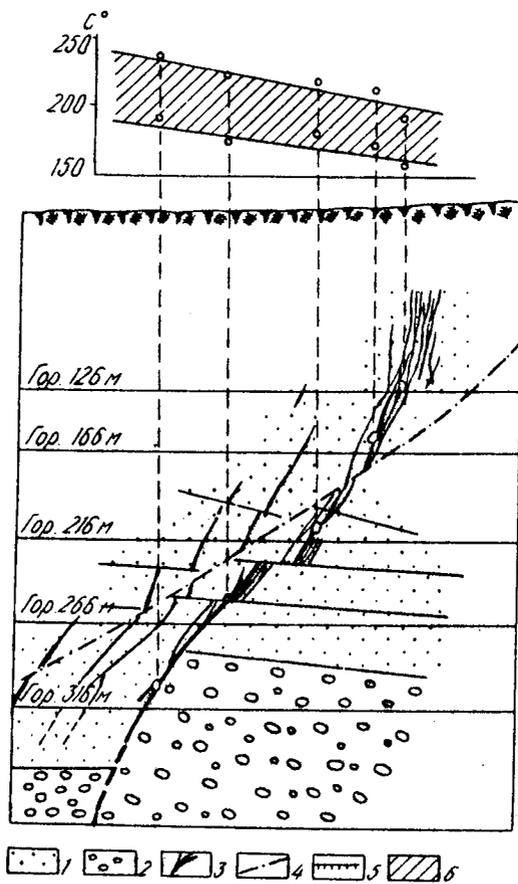


Рис. 3.5. Изменение температур формирования карбонатно-кварцевой ассоциации по падению жилы № I БалеЙского месторождения (с упрощениями по Ю.В.Ляхову, 1968):

- 1 - песчаники; 2 - конгломераты; 3 - кварц-золоторудные жилы;
- 4 - разрывные нарушения крутопадающие; 5 - разрывные нарушения пологопадающие; 6 - область температур кристаллизации кварца-III

месторождения Жирекен. Месторождение находится в зоне структурного осложнения Монголо-Охотского глубинного разлома, к которой приурочены жерло древнего вулкана и связанный с ним штокверк прожилково-вкрапленных руд. Штокверк подковообразно обгибает с юга, юго-запада и запада залегающий на глубине нект гранит-порфи́ров и имеет согласующиеся с его апофизами элементы залегания.

На месторождении выделено пять стадий минерализации (рис. 5.2), связанных со сложным многофазным магматическим комплексом. Первая, кварц-молибденит-халькопиритовая, стадия выразилась в образовании калишпатовых метасоматитов и вкрапленных молибденитовых руд, обломки которых встречаются в более поздних гранит-порфи́рах и эксплозивных брекчиях. Во вторую, турмалин-кварц-молибденитовую, стадию образовались околотрецинные кварц-полевошпатовые метасоматиты и прожилковые молибденитовые руды со среднечешуйчатым молибденитом. Обломки этих руд встречены в более поздних дайках диоритовых порфи́ритов. Последующие три стадии привели к формированию медного и полиметаллического оруденения, а также безрудных кварц-карбонатных прожилков, сопровождавшихся серицитизацией, аргиллизацией и окварцеванием вмещающих пород.

Тщательное исследование газово-жидких включений в минералах руд и метасоматитов позволило составить достаточно ясную объемную картину изменения температуры, давления, кислотно-щелочных свойств растворов, их состава и агрегатного состояния на протяжении всего периода минерализации. В обобщенном виде часть этих данных вынесена на схему минералообразования (рис. 5.2). Отчетливо видно, что минерализация каждой последующей стадии начиналась при температурах более высоких, чем завершение минерализации предыдущей стадии. На контакте с дайками диоритовых порфи́ритов в кварце-II отмечены ясные следы термического метаморфизма: первичные включения взорваны, вокруг них образовались дочерние с температурой гомогенизации 360-370 °C. На месторождении выявлена температурная зональность, выраженная в смене высокотемпературных ассоциаций низкотемпературными к югу, юго-западу и западу от некта гранит-порфи́ров, т.е. в центробежном направлении (рис. 3.6).

Как видно из схемы на рис. 3.6, минералообразование отличалось значительными по глубине температурными градиентами - до 200-225 °C, особенно на ранних стадиях минерализации.

Давление в процессе минералообразования также колебалось в широком интервале значений. Отложение кварца-I происходило при давлении (1400-1300) · 10³ Па, в конце первой стадии оно заметно пони-

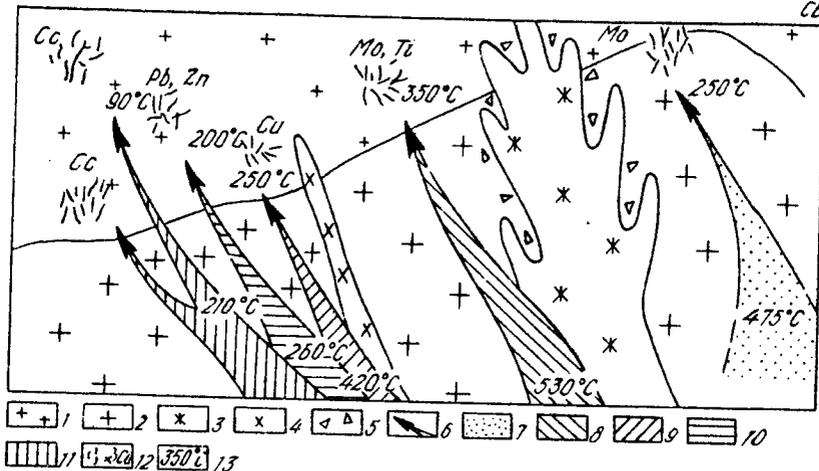


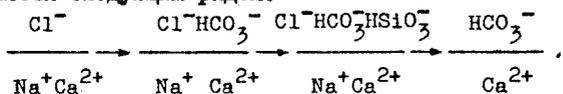
Рис. 3.6. Стадийность формирования и связь месторождения Жирекен с многофазным интрузивом (по А.В.Пизньюру, 1986):

1 - мелкозернистые граниты; 2 - крупнозернистые граниты; 3 - гранит-порфиры второй фазы; 4 - диоритовые порфириты третьей фазы; 5 - взрывные брекчи; 6 - предполагаемые пути движения растворов и их температурный градиент на разных стадиях минерализации: кварц-молибденитовой (7), турмалин-кварц-молибденитовой (8), кварц-пирит-халькопиритовой (9), галенит-сфалеритовой (10), кварц-карбонатной (11); 12 - зоны метасоматитов и участки последовательного проявления оруденения; 13 - температурные точки.

Температурные градиенты видны из сопоставления температур минералообразования в тыловой и фронтальной частях гидротермальных потоков соответствующих стадий минерализации

зилось (до $900 \cdot 10^5$ Па). Вслед за этим при образовании некаа гранит-порфиров и взрывных брекчий давление достигало $(2250-2200) \cdot 10^5$ Па, позднее оно понизилось и составляло в различные моменты развития минерализации второй стадии $(1750-1000) \cdot 10^5$ Па. В последующие стадии отмечается прогрессивное падение давления до $(330-200) \cdot 10^5$ Па, но каждый раз в начале стадии оно было выше, чем в ее конце.

Отчетливо эволюционировал от стадии к стадии и состав гидротермальных растворов. Гидрохимические типы растворов по стадиям выражаются следующим рядом:



Концентрация минералообразующих растворов в начале первой стадии составляла 47-50 %, а в ее конце - 35-37 % по NaCl-эквиваленту. Причем на глубоких горизонтах северо-восточной части месторождения растворы были более концентрированными, при продвижении к юго-западу и к поверхностям концентрация их понижалась.

Начальная концентрация растворов второй стадии составляла 47-48 %, конечная - 27-30 % по NaCl-эквиваленту. Парагенезисы первых двух стадий начинали свое развитие из газовых растворов, которые по мере продвижения охлаждались и конденсировались в жидкие. Конденсированные высокоплотные флюиды в интервале температур 440-370 °C неоднократно вскипали. При этом от них отделялась газообразная CO_2 , нарушалось химическое равновесие, происходила кристаллизация молибденита.

Начальная концентрация растворов третьей стадии составляла 42-47 %, конечная - 35-40 % по NaCl-эквиваленту. Растворы изначально были жидкими и вскипали при 385-360 °C. Растворы последующих стадий были жидкими, состав их эволюционировал в сторону обогащения HCO_3^- и Ca^{2+} .

Изменение pH растворов в процессе развития минерализации схематично показано на рис. 5.2. Отчетливо видно, что по мере падения температуры сначала происходит подкисление растворов, а затем - вновь их нейтрализация или ощелачивание, т.е. цикличность эволюции pH выражена весьма отчетливо. Отразилось это и на эволюции состава выделявшихся минералов: в начале это были ортоклаз, микроклин и кварц, затем - сульфиды и в конце - карбонаты. Для месторождения выявлены оптимальные факторы кристаллизации молибденита: температура образования сорудного кварца 420-340 °C, вертикальный палеотемпературный градиент 10-20 °C/100 м, давление (1000-

$\sim 900) \cdot 10^5$ Па, хлоридно-натриевый состав растворов с концентрацией 50-27 % по NaCl -эквиваленту, гетерогенное агрегатное состояние в результате вскипания. Все это вместе позволило А.В.Пизнору предложить на основе термобарогеохимических данных метод диагностики продуктивных стадий.

Приведенный пример Жирекенского месторождения еще раз подтверждает обстоятельство, что практически все основные параметры минералообразования в рудообразующих системах эволюционируют в пространстве и времени. Причем временами это происходит несколько неожиданно образом - интенсивное трещинообразование, декомпрессия сопровождаются вскипанием, гетерогенизацией растворов. Эти явления могут быть как массовыми, так и локальными, что значительно затрудняет синхронизацию минеральных парагенезисов и комплексов и требует проведения систематических и достаточно детальных наблюдений.

В целом рассмотренный критерий стадийности гидротермального минералообразования имеет исключительное значение практически для любых месторождений.

3. Окислительно-восстановительный потенциал (E_h). E_h как один из важнейших параметров минералообразования, несомненно, играет большую роль в формировании минеральных парагенезисов и мог бы служить в ряде случаев надежным критерием стадийности минерализации. Серьезнейшей помехой его использования с этой целью является отсутствие разработанных и широко доступных методов оценки величины этого параметра. Имеющиеся методы косвенной оценки величины E_h через состав минеральных парагенезисов не спасают положение.

Кроме того, имеющийся материал по рудным месторождениям показывает, что этот параметр чрезвычайно не выдержан в пространстве, особенно в близповерхностных месторождениях ввиду особой роли при их образовании обогащенных кислородом метеорных вод. Поэтому как критерий стадийности минералообразования E_h пока не находит применения. Это не означает, что его нельзя использовать для оценки, например, последовательности образования минералов или их равновесности в составе минеральных ассоциаций. В этой связи можно напомнить детально рассмотренную А.Г.Ветехиным (1958) систему $Cu-Fe-S-O$, в которой был выявлен целый ряд запрещенных минеральных парагенезисов, в том числе и ввиду несовместимости образования минералов по величине E_h , например, пирротин-гематит, кубанит-гематит, куприт-магнетит и др.

§ 3.5. Общие выводы

Подводя итог рассмотрению критериев стадийности гидротермального минералообразования, следует отметить, что ни один из них в отдельности не может быть достаточным для надежного документирования стадий минерализации. Достоверность и объективность (во всяком случае, минимум субъективности) достигаются при комплексном использовании возможно большего числа критериев, принадлежащих различным их группам.

В заключение обратим внимание еще на один достаточно принципиальный момент. При недостаточно строгом подходе к обоснованию стадийности минералообразования в качестве критериев последнего нередко рассматривается наличие нескольких генераций минералов, выделяемых по их физическим и иным свойствам. Ошибочность этого положения очевидна.

Генерация (буквально - "поколение") - понятие, прежде всего временное, поэтому прямыми критериями для её выделения не могут быть физические или любые другие свойства минералов. Это лишь признаки разновидностей минерала, которые могут быть как разновозрастными, так и одновозрастными. Для перевода разновидностей минералов в ранги их генераций необходимо доказать, прежде всего, их принадлежность к разным стадиям или ступеням минерализации. Таким образом, ход рассуждений при выделении генераций минералов и стадий минерализации условно можно изобразить следующей схемой:



На схеме пунктирной линией указана возможность наличия следственной связи, сплошной - неперенность такой связи. Взаимосвязь этих понятий по схеме разновидность генерация стадия является грубо упрощенной, в большинстве случаев - ошибочной. Общие принципы выделения генераций минералов рассмотрены в гл. У.

Таким образом, важнейшими критериями стадийности минералообразования следует считать наличие разновозрастных, частично или полностью пространственно разобщенных минеральных ассоциаций постоянного состава и выдержанных возрастных соотношений на всей площади месторождения с соответствующей им циклическостью минералообразования и кислотно-основной дифференциации рудоносных гидротермальных растворов.

ГЛАВА IY

ФАКТОРЫ, ЗАТРУДНЯЮЩИЕ ВЫЯВЛЕНИЕ ВОЗРАСТНЫХ СООТНОШЕНИЙ МИНЕРАЛОВ И ИХ АГРЕГАТОВ

... в подавляющем большинстве случаев исследователю не дано присутствовать при процессах минералообразования. Поэтому расшифровка этих процессов является лишь большей или меньшей степенью приближения к истине, но не самой истиной.

В.Ф.Барабанов, 1977

§ 4.1. Пространственные и временные изменения соотношений минеральных индивидов и агрегатов

Как было показано выше, основой для суждения о возрастных соотношениях минеральных индивидов и агрегатов является их внутреннее строение и пространственное взаиморасположение. Между тем ни то, ни другое не остаются неизменными ни в пространстве на каждый момент минералообразования, ни во времени в каждой точке пространства. Первое из этих явлений известно как фациальная изменчивость минералостложения, второе связано с преобразованием минерального вещества при наложении на него более поздних процессов.

Возникающие в момент кристаллизации взаимоотношения минеральных индивидов и агрегатов изменяются при наложении ряда более поздних

процессов, важнейшими среди которых являются внутрирудный метаморфизм, внутрирудный метасоматоз, послерудный контактовый и региональный метаморфизм, сложные явления преобразования минерального вещества при образовании полихронных и полиформационных месторождений. Вызванная ими перегруппировка минерального вещества в силу конвергентности многих структурно-текстурных признаков руд может получить неправильное истолкование.

Более того, сами описанные ранее критерии последовательности отложения минеральных агрегатов не всегда являются достаточными для решения подобных вопросов, а в ряде случаев возникает ситуация, когда они получают неоднозначное или даже противоположное толкование. Это многие случаи так называемых "сложных" соотношений жил и минеральных агрегатов (Бетехтин и др., 1958; Фирсов, 1959; Барабанов, 1961; Рундквист, Денисенко, 1967; Сенчило, 1973; и др.).

Указанные обстоятельства требуют использования комплексного подхода при изучении возрастных взаимоотношений минеральных агрегатов, в том числе учета факторов, затрудняющих решение этих вопросов. Именно с этой целью в данной главе они и будут рассмотрены. При этом ограничимся характеристикой только фациальной изменчивости оруденения и явлений, связанных с внутрирудным метаморфизмом и метасоматозом.

§ 4.2. Фациальная изменчивость минералоотложения

Фациальная изменчивость минералоотложения представляет собой одно из проявлений фациальной зональности, по терминологии В.И.Смирнова (1969). Такая зональность связана с изменением геологических и физико-химических условий миграции минералообразующих растворов в горных породах и выражается в последовательной смене в пространстве одновозрастных минеральных комплексов, отличающихся количественным соотношением или качественным составом парагенных минералов. В зависимости от вызывающих ее появления причин В.И.Смирновым она подразделяется на три типа: 1) зональность состава пород; 2) зональность фильтрации и 3) зональность отложения.

Примеры фациальной зональности широко известны из геологической литературы, они описаны в книге В.И.Смирнова (1969).

Зональность состава пород — нередко четко проявляется на оловорудных месторождениях. Так, А.Е.Ферсман

по этому поводу отмечал, что "... кварцевые жилы внутри гранитов, идя в кислой среде, несут касситерит, выйдя за их пределы, нередко меняют его на станнин" (Ферсман, 1959, с.240).

Резкое изменение минералогического состава в зависимости от характера вмещающих пород описано и для вольфрамосных рудных жил. В одном из вольфрамовых месторождений Восточной Сибири П.М.Хреновым (1955) отмечена такая закономерность. При пересечении рудными жилами переслаивающихся мраморов, карбонатных и филлитовидных сланцев наблюдается закономерное изменение их состава и содержания шеелита. На участках пересечения жилами мраморов они имеют кварц-кальцитовый состав, обогащены шеелитом, содержат галенит, пирит, халькопирит, сфалерит, флюорит и другие минералы. Участки жил, проницающие в филлитовидные сланцы, имеют существенно кварцевый состав с редкими кальцитом, пиритом, пирротином, халькопиритом и галенитом. Шеелит здесь отсутствует. Участки этих же жил, залегающие среди карбонатных сланцев, характеризуются промежуточным составом. Влияние вмещающих пород на осаждение из рудоносных растворов вольфрама и на минералогический состав жильной массы в данном случае не вызывает сомнений. Формально здесь возможно выделение по меньшей мере двух парагенезисов: кварцево-кальцитового с шеелитом и кварцево-сульфидного.

Отчетливые фациальные изменения минералообразования описаны Жабиным А.Г. (1984) в Квайсинском барит-галенит-сфалеритовом жильном месторождении на Кавказе. В силикатных (базальтоиды, туфобрекчии, туфы) вмещающих породах оруденение представлено жилами и прожилками крустификационного строения. Галенит образует друзы кристаллов. Сфалерит кремового, коричневого или бурого цвета в виде полосчатых "колломорфных" сферолитового строения корок обрастает друзы галенита. В карбонатных породах в белом, светло-сером или бледно-желтом тонкозернистом микроглобулярном "фарфоровидном" агрегате сфалерита находятся прожилковидные выделения и гнезда кристаллов галенита. Сфалерит здесь отлагался в сложной конфигурации полостях, возникших в процессе предрудного растворения известняков. Обращает на себя внимание факт более позднего начала выделения галенита в сравнении со сфалеритом в карбонатных породах, тогда как в силикатных порядок их вступления в кристаллизацию обратный.

Таким образом, несмотря на то, что кристаллизация руд Квайсы в обоих случаях происходила в открытых полостях и при одних и тех же

температурах (160–220 °С), их фациальные различия по строению и составу сфалерита достаточно контрастны.

Зональность состава вмещающих пород отмечена М.Г.Добровольской и Т.Н.Шадлуном (1974) в ряде свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. В частности, для месторождений в карбонатных породах типичны пирит-сфалеритовый и сульфоантимонид-галенитовый парагенезисы. Для месторождений в силикатных породах последний не характерен – вместо сульфоантимонидов здесь появляются такие сурьму-содержащие минералы, как блеклая руда и бурнонит.

Фациальная изменчивость минералоотложения в связи с проявлением зональности фильтрации также широко распространена в рудных месторождениях, особенно метасоматических. Так, по данным В.А.Жарикова (1959), в полиметаллических скарновых месторождениях Кармазара эта зональность выражается в пространственной дифференциации сульфидных руд относительно главных рудоконтролирующих разломов.

Непосредственно в зонах разломов размещаются кварцевые и кварц-сульфидные (преимущественно с пиритом и халькопиритом) жилы, отмечающие главные пути движения рудоносных растворов. Вблизи них располагаются сфалерит-галенитовые руды с кварцем. Далее в сторону вмещающих пород (скарнов) развитие получают полисульфидные руды, сложенные сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом, актинолитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом и более редкими блеклыми рудами, аргентитом, пираргиритом и другими минералами. В данном случае характерно следующее соотношение фильтрационной подвижности основных рудных элементов: $Pb > Zn > Cu$. В соответствии с этим внутренние и корневые части рудных тел обогащены медью (халькопирит), а фланговые и верхние – цинком и особенно свинцом (сфалерит и галенит).

По-видимому, в наиболее полном виде фильтрационная зональность находит выражение в строении первичных геохимических ореолов рудных месторождений, в частности их поперечной зональности. Однако в чистом виде она практически не проявляется, обычно осложняясь и маскируясь другими видами первичной зональности, особенно зональностью отложения.

Зональность отложения связана с закономерным изменением взаимосвязанных физико-химических параметров движущихся гидротермальных растворов, что ведет к последовательному отложению из них различных минералов. Важнейшими среди таких параметров явля-

ются температура, давление, кислотно-основные свойства растворов, режим кислорода, углекислоты, серы и ряда других элементов. При последовательном и направленном изменении одного или нескольких из них состав одновременно (в пределах одной ступени) формирующихся минеральных парагенезисов также закономерно изменяется. Такое изменение в ряде случаев оказывается настолько существенным и происходит так резко, что возникающие в разных сечениях одной жилы минеральные парагенезисы не воспринимаются как разновозрастные, относящиеся к одной ступени минерализации. Причем это происходит среди однородных по составу вмещающих пород. Принципиальная схема такого типа зональности показана на рис. I.I.

Примеры проявления зональности отложения многочисленны. Так, Давиденко Н.М. (1975) она описана в золотоносных кварцевых жилах Мало-Ануйского района Западной Чукотки. На Каральвеевском месторождении ранняя арсенопирит-кварцевая ассоциация на высоких горизонтах содержит лишь редкую вкрапленность арсенопирита. В нескольких десятках метров ниже по падению рудных тел появляются гнездовидные, а еще ниже - полосчатые скопления существенных количеств арсенопирита. Изменяется и химический состав арсенопирита: с глубиной в нем увеличивается содержание свинца, золота и серебра и уменьшается - кобальта, никеля, алюминия и кальция.

Аналогичные изменения характерны и для продуктивной ассоциации этого месторождения. На высоких горизонтах в ее составе отмечаются лишь мелкая вкрапленность и редкие прожилки галенита, через 170 - 180 м ниже галенит иногда наблюдается в виде полосчатых скоплений, еще в нескольких десятках метров ниже встречаются лишь единичные его кристаллики. Вниз по падению рудных тел уменьшается крупность золота, увеличиваются его пробы и содержание в нем свинца.

А.И.Тишкин (1966) описал зональность отложения в гидротермальных месторождениях урана, залегающих в отложениях нижнего яруса геосинклинального структурного этажа. Нижние части жил сложены преимущественно кварцем, средние - карбонатами, а верхние - баритом и карбонатами. Смолковое оруденение тяготеет преимущественно к средней, карбонатной части жил. В верхней баритовой зоне среди карбонатов преобладает кальцит, вместе с ним нередко встречается и флюорит. Вниз по падению барит-кальцитовый состав жил постепенно изменяется на доломитовый, а затем и карбонат-кварцевый (с доломитом и сидеритом) и кварцевый. Вертикальный градиент содержания барита в разных частях

жил составляет от 2,5 до 13 % на 10 м. Поэтому в верхних частях жил содержание барита достигает 40-60 %, тогда как в нижних составляет от долей процента до 1-3 %.

Эволюция физико-химических параметров гидротермальных растворов по мере их продвижения среди вмещающих пород может привести не только к изменению состава возникающих парагенезисов, но и к закономерному изменению структурно-текстурных особенностей руд. В.И. Гончаров и А.А. Сидоров (1979) для вулканогенных золото-серебряных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса описали следующую вертикальную зональность текстур руд (сверху вниз): 1) зона развития простых массивных и колломорфных (натечных) преимущественно тонкозернистых агрегатов, отложенных из истинных приповерхностных растворов; 2) зона развития сложных метаклоидных (в том числе пластинчатых, тонкопластинчатых, агатовидных), первично кристаллизационных и простых друзовых текстур в условиях кристаллизации из истинно-коллоидных растворов; 3) зона развития простых метателурных текстур и разномасштабных структур в условиях интенсивного геобразования; 4) зона развития неколломорфных поясковых и друзовых текстур и равномернозернистых структур в условиях истинных глубинных растворов.

При этом наиболее богатое золотое оруденение (бананцы) оказывается приуроченным к трем уровням: 1) зоне развития сложных метаклоидных и первично кристаллизационных текстур; 2) границе этой зоны с зоной развития простых метателурных текстур; 3) зоне неколломорфных поясковых и друзовых текстур. Положение бананцевого оруденения контролировалось зонами резкой смены физико-химических условий в термогидроколоне.

Для некоторых месторождений этого района отмечается, что по вертикали в рудных жилах в рамках одной стадии сверху вниз происходит смена богатого серебро-сульфосольного комплекса минералов золото-сереброносной полиметаллической ассоциацией с существенной ролью серебра в форме канфилдита - Ag_8SnS_6 (Шило и др., 1968).

Замечательным примером фациальной зональности отложения является осевая зональность первичных геохимических ореолов рудных месторождений. Как известно, она возникает в направлении движения гидротермальных рудообразующих растворов и в значительной степени является следствием различной устойчивости соединений, в форме которых химические элементы переносятся растворами. Общий вид осевой

зональности гидротермальных месторождений в сокращенном виде от тыловой к фронтальной зоне следующий (Григорян, 1987):

U—Mo—Co —Ni —Bi —Cu —Au —Zn —Pb —Ag —(Hg, As, Sb) —Ba .
Нетрудно видеть, что в целом он близок к известному ряду рудной зональности В.Эммонса.

Простые типы гипогенной зональности в гидротермальных месторождениях, в том числе и упоминавшиеся выше, в чистом виде встречаются сравнительно редко. Более обычной является комбинированная зональность, когда в сложном сочетании находятся различные ее типы, причем как зональности стадийной, так и фациальной. Выявление минеральных парагенезисов и определение последовательности их формирования в этих условиях представляет собой сложную задачу, правильное решение которой возможно лишь при комплексном подходе к изучению объекта.

Таким образом, гипогенная зональность гидротермальных месторождений при выявлении последовательности развития минерализации обычно выступает как осложняющий решение этого вопроса фактор. Заставить его работать на себя можно лишь одним путем — изучением условий формирования и закономерности проявления зональности во времени и в пространстве. Важно обратить внимание на то, что основной метод изучения гипогенной зональности — выявление возрастных соотношений минеральных комплексов и парагенезисов и прослеживание их пространственной изменчивости (специализированное картирование). Следовательно, стадийность развития минерализации и зональность размещения ее продуктов представляют собой две стороны одного явления, только совместное и равноценное по детальности изучение которых может обеспечить успех всего предпринимаемого исследования.

Не следует полагать, что фациальная зональность в гидротермальных месторождениях дает о себе знать только в масштабах отдельных месторождений или рудных тел, как могло сложиться впечатление на основании приведенных выше примеров. С одинаковой степенью отчетливости она может проявиться как в объектах протяженностью в десятки сантиметров и даже первые сантиметры, так и в пределах крупных рудных полей. При этом обычно чем меньше размеры объекта, в котором выявлена фациальная зональность, тем отчетливее на ее формировании сказывается влияние особенностей состава вмещающих пород.

§ 4.3. Внутрирудный метаморфизм и метасоматоз

К явлениям внутрирудного метаморфизма и метасоматоза будем относить такие, которые накладываются на ранее сформированные минеральные агрегаты и парагенезисы руд, дорудных или послерудных образований соответствующей зоны минерализации и вызывают их преобразование до окончательного завершения ее формирования. Правильнее было бы называть их внутриминерализационными. Наиболее обычными причинами, побуждающими развитие этих явлений, служат внутриминерализационные подвижки, действие поровых (остаточных) растворов соответствующей ступени или стадии минерализации, проникновение растворов более поздних ступеней и стадий, становление внутриминерализационных даек и других интрузивных тел.

Несколько условно они могут быть разделены на две группы:

1) локального метаморфизма (вслед за А.М.Дымкиным, 1975), т.е. происходящие без существенной миграции вещества за пределы зоны преобразования;

2) внутрирудного метасоматоза, протекающего в условиях активного обмена веществом.

§ 4.3.1. Локальный метаморфизм руд

Явления локального метаморфизма руд или любых других продуктов гидрогермальной деятельности в простейшем случае выражаются в механических деформациях минеральных индивидов и агрегатов. В зависимости от физических свойств минералов, условий и масштаба проявления они могут подвергаться пластическим или хрупким деформациям. В первом случае в минеральных индивидах развивается скольжение, двойникование, блокование, возникают затёки пластичного материала (галенит, халькопирит, сфалерит) в более жесткий. Хрупкие деформации (скалывание, разрыв) ведут к нарушению сплошности минеральных индивидов и агрегатов, определяемому как дробление или катаклаз. Примеры такого типа изменений многократно описывались в литературе (Шадулун, 1953; Григорьев, 1961 и др.). Здесь тем не менее уместно обратить внимание на то, что степень деформированности минерала определяется как его физическими свойствами, так и свой-

ствами окружающих минералов. Так, зерна хрупкого минерала, например пирита, будучи погруженными в агрегате мягких минералов, например галенита или халькопирита, даже при интенсивных динамических воздействиях могут оказаться не деформированными. В то же время в агрегатах существенно пиритового состава или кварц-пиритовых пирит оказывается интенсивно деформированным, раздробленным.

Вывод: заключение об относительном возрасте минералов на основе степени деформированности их зерен должно учитывать и условия деформации, в частности соотношение физических свойств изучаемого минерала и его окружения.

Локальный метаморфизм руд редко ограничивается только механическими деформациями минеральных индивидов и агрегатов при вспышках внутриминерализационной тектоники. Характернейшим для него процессом является перекристаллизация минерального вещества при участии преимущественно поровых растворов.

Согласно Д.П.Григорьеву (1961), к перекристаллизации и индивидов относятся явления роста одних частей индивида за счет вещества других его частей без привноса вещества со стороны.

Под перекристаллизацией агрегатов понимаются явления роста в агрегате одних составляющих агрегат индивидов данного минерального вида за счет вещества других индивидов того же вида, входящих в тот же агрегат, без привноса вещества со стороны.

От перекристаллизации следует отличать перетолжение минералов, которое понимается как растворение их в одном месте, перемещение растворенного вещества и затем повторное его выделение в другом месте с образованием новых индивидов и агрегатов.

Явления перекристаллизации минеральных индивидов, обычно осуществляющейся по принципу Рикке (преимущественный рост индивида со стороны " тектонической тени") или по принципу Кюри (приспособление формы кристалла к внешним условиям среды), при решении вопроса об их возрастных взаимоотношениях в практике минералого-генетических исследований учитываются редко. Возможно, потому, что в рудах чаще приходится иметь дело с минеральными агрегатами, чем индивидами.

Подобно индивидам минеральные агрегаты в ходе эволюции минерало-

образующего процесса рано или поздно оказываются в условиях, отличных от тех, в которых происходило их образование. По-видимому, наиболее обычный случай – это снижение температуры и изменение состава (снижение концентраций) растворов к концу каждой ступени (стадии) минерализации. Одновременно уменьшается и величина температурного градиента. Одним из следствий этого является падение скорости минералоотложения и нарастание явлений перекристаллизации, упорядочения выпавшего из растворов минерального вещества. Особенно отчетливо это проявляется в месторождениях вулканогенных, приповерхностных, где обычно сохраняются многочисленные структурно-текстурные признаки "поспешности" кристаллизации руд и жильного выполнения. Такой своеобразный цикл "кристаллизация – перекристаллизация", как это условно показано на рис. 4.1, повторяется при каждом значительном скачке РТС-условий минералообразования, обычно на границах ступеней и стадий минерализации.

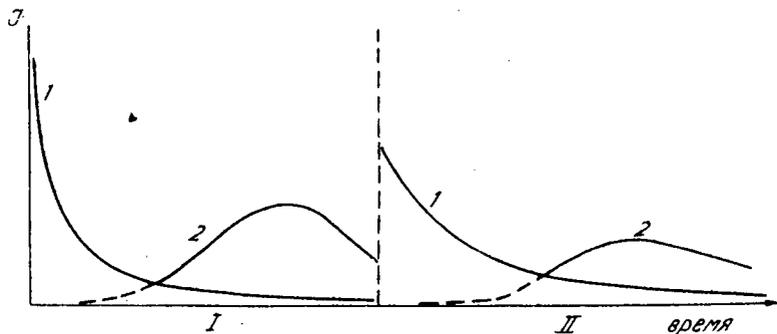


Рис. 4.1. Принципиальная схема соотношения интенсивности (J) процессов кристаллизации (1) и перекристаллизации (2) минеральных агрегатов в смежных ступенях минерализации I и II

Известно, что причиной перекристаллизации агрегатов в общем случае является стремление системы к уменьшению поверхностной энергии вещества, что достигается путем увеличения размера слагающих агрегат зерен (кристаллов). Избыток поверхностной энергии у более мелких зерен вызывает их растворение при одновременном росте более крупных зерен. В итоге мелкие зерна, растворяясь, исчезают. Такой про-

цесс упорядочения минеральных агрегатов носит название *п е р е к р и с т а л л и з а ц и и с у к р у п н е н и е м*. Скорость перекристаллизации увеличивается с повышением температуры, особенно в присутствии активных растворов, и уменьшается по мере развития этого процесса, т.е. по мере укрупнения и выравнивания размеров зерен.

Согласно Д.П.Григорьеву (1961), можно выделить два крайних случая развития перекристаллизации с укрупнением: 1) постепенное развитие, когда в направлении от незатронутых процессом частей агрегата к участкам максимального развития перекристаллизации происходит последовательное укрупнение составляющих агрегат индивидов; 2) непосредственный рост крупных индивидов среди основной массы агрегата, без переходной зоны. Первый случай является обычным и неоднократно описывался у карбонатов (свинцово-цинковые месторождения Забайкалья, магнезитовые месторождения Енисейского кряжа), сульфидов (полиметаллические месторождения Рудного Алтая, медно-колчеданные месторождения Урала), в магнетитовых рудах Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Второй тип перекристаллизации встречается реже и ведет к образованию порфиробластов: ксенобластов или идиобластов в зависимости от степени их огранки.*)

Наряду с зернистыми агрегатами в процессе перекристаллизации могут возникать друзы, называемые *д р у з а м и п е р е к р и с т а л л и з а ц и и* и впервые описанные Д.П.Григорьевым. Обычно они развиваются от стенок трещин или иного типа пустот в глубь подвергающегося перекристаллизации агрегата. В таких случаях друзы возникают "в тылу" фронта перекристаллизации, а слагающие их кристаллы головками обращены в сторону полости в центре друзы. В других случаях друзы образуются "на фронте" перекристаллизации, когда последний резко, без зоны перехода наступает на мелкозернистый исходный агрегат (рис. 4.2).

Весьма эффектные друзы перекристаллизации в большом количестве встречаются среди гранатовых скарнов медных и редкометалльных месторождений Хакасии, в скарнах и магнетитовых рудах ряда месторождений Кузнецкого Алатау и Горной Шории, встречаются они и в рудах полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

*) Имеется точка зрения о невозможности образования порфиробластов путем перекристаллизации (Попов, 1983).

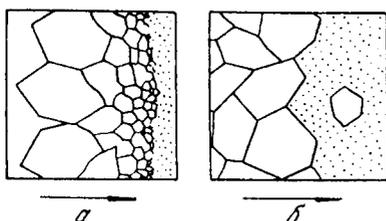


Рис. 4.2. Друзы перекристаллизации "в тылу" (а) и "на фронте" (б) перекристаллизации. Стрелками указано направление развития процесса (по Григорьеву Д.П., 1961)

Особым типом приспособления минеральных агрегатов к новым условиям существования является собирательная перекристаллизация, представляющая, по Д.П.Григорьеву, собирание вкрапленного, рассеянного среди других минерала в определенных центрах его кристаллизации. Такими центрами могут оказаться более крупные выделения рассеянного минерала, по отношению к которым поровый раствор оказывается пересыщенным входящими в его состав компонентами. В этих условиях начинается укрупнение и без того редких зерен рассеянного минерала. Параллельно может развиваться перекристаллизация и других слагающих агрегат минералов.

Следует подчеркнуть, что перекристаллизация в рудных телах и зонах минерализации обычно развивается не сплошным фронтом, а охватывает только отдельные, чаще незначительные по объему их участки. Как правило, такие участки оказываются наиболее нарушенными внутриминерализационными подвижками и, как следствие этого, наиболее легко доступными для растворов. Не исключено, что перекристаллизация здесь развивается более успешно и вследствие имеющих место в таких зонах температурных "раскачек" при каждом импульсе тектоники. Как бы то ни было, но взаимосвязь деформированности минеральных агрегатов и степени их перекристаллизации вполне отчетлива.

В связи с последним обстоятельством следует отметить, что пластически деформированные минеральные индивиды сначала испытывают перекристаллизацию, т.е. распад путем перекристаллизации на мелкие индивиды с недеформированной кристаллической решеткой. И только вслед за этим при наличии благоприятных условий получает развитие перекристаллизация с укрупнением.

Как отмечалось, перекристаллизация относится к изохимическим процессам, т.е. в принципе протекает без изменения химического состава минералов. Однако в действительности это выдерживается не

всегда. Во-первых, при перекристаллизации минералы обычно освобождаются от механических примесей, мелких включений, которые при этом сгоняются к границам растущих и очищенных от них зерен (например, углистый материал при перекристаллизации загрязненных им магнетитов Енисейского кряжа). Во-вторых, при перекристаллизации в ряде случаев изменяется и химический состав минералов: уменьшается железистость сфалерита, увеличивается содержание андрадитовой частицы в гранате, изменяется состав элементов-примесей в магнетите и т.п. Особенно отчетливо это проявляется в случаях, когда перекристаллизация развивается на границе стадий или даже этапов минерализации. Не исключено, что в таких случаях совместно с перекристаллизацией действует и внутрирудный метасоматоз, но в скрытой форме без каких-либо минеральных новообразований.

А.М. Дымкиным и А.И. Васильевой (1975) на примере магномагнетитовых месторождений Сибирской платформы описаны три стадии развития перекристаллизации:

1. Стадия перераспределения вещества, начинающаяся с дифференциации сложного магнетит-серпентин-хлоритового агрегата на рудную и силикатную составляющие. Происходит расслоение единой тонкодисперсной массы с образованием ритмически-полосчатых и концентрически-зональных агрегатов. Каждая полоска и зона оказывается сложной только рудным или же существенно силикатным материалом.

2. Стадия собирательной перекристаллизации, когда в ритмически-полосчатых рудах скрытокристаллическое рудное вещество стягивается в отдельные неправильной формы участки, разделенные хлорит-серпентиновой массой. Ритмически-полосчатые текстуры руд сменяются пятнистыми, скопления магнетита приобретают мелко- и среднезернистое строение, возникают практически мономинеральные скопления магнетита.

3. Стадия перекристаллизации зернистых агрегатов, завершающаяся образованием неравномернозернистых, обычно порфиробластических руд, в которых магнетит очищается не только от механических примесей в виде мелких включений хлорита и серпентина, но и от изоморфных магния, алюминия и титана. Порфиробластические руды встречаются в виде неправильной формы участков, приуроченных к зонам тектонических нарушений.

Таким образом, и в этом примере отчетливо прослеживается избирательность перекристаллизации, ее тяготение к зонам деформации и

участкам колломорфного сложения руд. Как отмечают авторы, в зонах дробления и в трещинах перекристаллизация местами перерастала в переотложение минерального вещества.

Приведенные примеры и краткое описание явлений локального метаморфизма руд позволяют сделать несколько важных выводов. Во-первых, об их действительно локальном характере и избирательности развития. Во-вторых, в результате их проявления могут существенно измениться структуры и текстуры руд. В-третьих, так как строение минерального вещества - один из важнейших источников генетической информации, учет явлений локального метаморфизма руд во всех его проявлениях обязателен не только при технологическом, но и при генетическом изучении месторождений и зон минерализации, в том числе и при изучении стадийности их образования. В-четвертых, локальный метаморфизм, перерастающий во внутрирудный метасоматоз, может быть причиной изменения химического состава некоторых минералов.

§ 4.3.2. Внутрирудный метасоматоз

Явления внутрирудного метасоматоза известны сравнительно давно. Следствием проявления метасоматоза в рудах является развитие в них прожилков и жил замещения, метакристаллов, реакционных взаимоотношений минералов, псевдоморфоз и т.п., подробно описанных в работах В.Д.Никитина (1955), А.Г.Ветехтина и А.Д.Генкина (Текстуры..., 1958), С.А.Вахромеева (1956), Ф.Н.Шахова (1961), С.А.Юшко (1971) и др. В данном случае особый интерес представляет развитие метасоматоза в жилах выполнения в связи с тем, что им значительно усложняется генетическая интерпретация текстур жильного выполнения. Недоучет этого факта иногда может привести к ошибочным представлениям о последовательности и способах развития минерализации в жилах.

Под внутрирудным метасоматозом понимается замещение (или переотложение) ранее образованного минерального вещества при наложении на него минеральных парагенезисов более поздних стадий или ступеней минерализации, относящихся к тому же этапу минерализации. При этом не имеет значения замещаются ли жильные минералы рудными или наоборот, предшествует ли такой метасоматоз главной рудной (продуктивной) стадии, сопровождает ее или развивается позднее, с последующими стадиями. В этом смысле такой метасоматоз правильной было бы назы-

вать внутриминерализационным, а не внутрирудным, однако, последний термин уже получил достаточно широкое распространение.

Внутрирудный метасоматоз является отражением неравновесности растворов более поздних стадий минерализации с ранее отложенным в жилах минеральным веществом. Последнее для таких растворов является не более чем вмещающей средой, аналогичной вмещающим жилам в целом горным породам. Но в отличие от последних жильное выполнение ранних стадий обычно менее контрастно с составом раствора последующих стадий, поэтому их реакционное взаимодействие не всегда протекает с той степенью интенсивности и в таких формах, которые с неизбежностью привлекают внимание исследователя. С другой стороны, в составе жильного выполнения ранних стадий минерализации нередко присутствуют в значительном количестве такие склонные к переотложению и метаморфизму минералы, как сульфиды, сульфоарсениды и др., как правило, не являющиеся главными компонентами неизменных рудоносными растворами горных пород, что способствует развитию метасоматических преобразований.

Внутрирудный метасоматоз проявляется не только на границе стадий, но и ступеней минерализации. Однако, в последнем случае он обычно получает менее значительное развитие ввиду сравнительно малой контрастности состава минеральных парагенезисов, а, следовательно, и рудообразующих растворов, соответствующих смежным ступеням минерализации. Тем не менее, при этом возможно интенсивное проявление перекристаллизации и переотложения более ранних минералов.

Говоря о внутриминерализационной перегруппировке минерального вещества в связи с воздействием более поздних растворов, следует иметь в виду, что общим условием осуществления многостадийной минерализации обычно является развитие межстадийных тектонических подвижек. Ранее отложенное в жилах минеральное вещество при этом в той или иной степени подвергается динамометаморфизму, тем более, что многие из жильных и рудных минералов в этом отношении весьма чувствительны, особенно кварц, карбонаты, слюды, сульфиды, барит и др.

Поэтому внутрирудный метасоматоз обычно осуществляется на фоне более или менее четко проявленного динамометаморфизма. Внешнее выражение последнего весьма характерно и находит отражение в текстурах и структурах руд: дробление, пластические деформации минеральных зерен и их агрегатов, нередко сопровождающиеся перекристаллизацией и местным переотложением раздробленного материала. Специа-

льно эти вопросы были рассмотрены на примере золоторудных месторождений Енисейского края Н.В.Петровской (1956, 1970) и свинцово-цинковых руд Забайкалья М.Г.Добровольской и Т.Н.Шадлун (1974). Многочисленные примеры замещения минералов в рудах, в том числе и связанные с внутрирудным метасоматозом описаны А.Д.Генкиным (Текстуры..., 1958). По-видимому, нет особой необходимости подробно останавливаться на этих вопросах, отметим лишь основные моменты.

Морфологические проявления внутрирудного метасоматоза выглядят весьма разнообразно. Это может быть разъедание одним минералом другого, очень часто развивающееся вдоль трещин, отдельности или спайности, по границам зерен, вдоль поздних секущих жилков, в более редких случаях - изнутри зерен или избирательно по зонам. В других случаях на границе замещаемого и замещающего минералов появляются реакционные каймы новообразований. По меньшей мере часть из этих явлений может иметь место даже для минералов, возникающих в течение одной ступени минерализации и входящих в один парагенезис, особенно полиминеральный. Судя по многочисленным данным, для парагенных минералов в рудах все же более типично их последовательное, нежели одновременное выделение, что, по-видимому, и определяет широкое развитие в рудах явлений внутрирудного метасоматоза.

Тем более сильные преобразования минерального вещества происходят при поступлении в зону минерализации новых порций активных гидротермальных растворов. Например, в рудах свинцово-цинкового Благодатского месторождения на границе ранних пирит-сфалеритовых и поздних сульфоантимонид-галенитовых агрегатов постоянно наблюдаются ореолы мелковкрапленного пирита (Добровольская, Шадлун, 1974). Кроме того, пирит-сфалеритовые агрегаты нередко рассекаются метасоматическими прожилками пирит-арсенопиритового состава, не переходящими в поздние сульфоантимонид-галенитовые агрегаты. Все это интерпретируется как результат активного взаимодействия растворов сульфоантимонид-галенитовой стадии с ранее отложенными минералами. Результатом такого взаимодействия является и переотложение сфалерита, образующего скопления без видимых включений других минералов вблизи поздних галенит-буланжеритовых агрегатов. Как правило, такой сфалерит более светлой окраски, менее железистый, чем в раннем пирит-сфалеритовом парагенезисе.

С переотложением ранних пирита и арсенопирита, а также частично

с освобождением железа при переотложении сфалерита связано появление метакристаллов этих минералов в сфалерите и среди минералов свинца. В сфалерите происходит перераспределение эмульсионных включений халькопирита с укрупнением и обособлением его выделений. В отдельных местах возникают псевдоморфозы станнина по сфалериту. Появляются метасоматические прожилки блеклой руды в сфалерите.

М.Г.Добровольская и Т.Н.Щадун основными признаками проявления внутрирудного метасоматоза (межстадийного) считают изменение химического состава минералов, новообразования, переотложение и перераспределение вещества, унаследование поздними минералами элементов-примесей замещаемых ими ранних минералов. В Благодатских месторождениях поздний галенит наследует типичные для замещаемого им сфалерита примеси кадмия и олова. Наличие в поздних ассоциациях всех месторождений менегинита $CuPb_{13}Sb_7S_{24}$ - единственного богатого свинцом и содержащего медь сульфоантимонида, приводит авторов к мысли, что малые количества меди в составе парагенезисов самой поздней стадии могли быть унаследованы от ассоциаций более ранней стадии.

Э.Э.Мицнер (1980) считает, что постоянно наблюдаемые в рудах тесные взаимные сростания висмутовых минералов связаны не с непосредственной их кристаллизацией из растворов, а с гипогенным внутрирудным преобразованием первичных висмутовых минералов рудоносными растворами, меняющими во времени свой состав и состояние. Минералогия висмута и ассоциации висмутовых минералов в этих условиях являются отражением истории формирования руд.

В исключительно яркой форме внутрирудный метасоматоз проявляется в собственно метасоматических месторождениях, например скарных. Так, во многих скарных железорудных месторождениях отложению главной массы магнетита сопутствует амфиболизация, эпидотизация или флогопитизация более ранних пироксен-гранатовых или иного состава скарнов, частичной перекристаллизации подвергается гранат, обычно с обогащением андрадитовой составляющей.

Минерализация поздней карбонатно-сульфидной стадии сопровождается метасоматическим преобразованием как ранних пироксен-гранатовых скарнов, так и более поздних руд. В скарнах пироксен замещается безглиноземистой роговой обманкой, гранат - эпидотом, кальцитом, реже магнетитом, отчасти испытывает переотложение со значительным обогащением андрадитовым компонентом. Появляются пирит и халькопи-

рит. Вдоль мелких трещин развиваются друзы перекристаллизации с гранатом, внутренняя полость которых выполнена крупнозернистыми кальцитом, эпидотом, округлыми зернами переотложенного андрадита, пиритом, халькопиритом. Вблизи тончайших карбонатно-сульфидных жил иногда развиваются широкие (до 1-2 см) зоны амфиболитизации и эпидотизации (потемнения) скарна. В зонах дробления с брекчиевидными текстурами вокруг обломков скарнов развиваются характерные реакционные каймы, иногда "многослойные" (рис. 4.3).

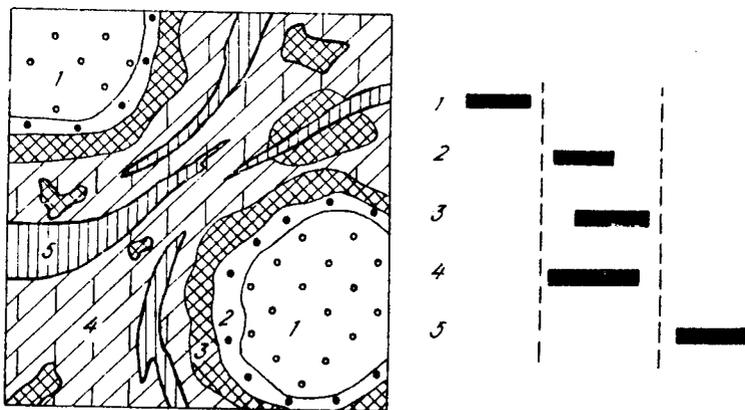


Рис. 4.3. Обломки пироксен-гранатового скарна (1) с реакционными каймами граната (2) и магнетита (3) цементируются амфибол-кальцитовой массой (4) с гнездами магнетита; 5 - жиллообразные обособления крупнозернистого кальцита с пирротином и пиритом. Справа - схема последовательности формирования минеральных агрегатов; пунктир - подвижки, дробление. Месторождение Коп-Тау (Горная Шория)

Магнетитовые руды испытывают частичную перекристаллизацию, вместо роговой обманки или граната в них развивается эпидот, кальцит, в ряде случаев - хлорит или биотит.

При наложении на ранние скарны вольфрамового оруденения в них обильно развиваются в одних случаях альбит, кварц, гранат, роговая обманка и эпидот (Лянгар, Чарух-Дайрон и др.), в других - кварц и

гроссуляр (Тыны Луз), а в свинцово-цинковых месторождениях - кварц, роговая обманка, эпидот, хлорит, серицит и другие минералы пропилютовой ассоциации.

Интересные данные о развитии внутрирудного метасоматоза получены при изучении кварцеворудных жил выполнения грейзеновых месторождений (Рундквист и др., 1971). Применительно к ним намечены четыре группы признаков метасоматического развития минералов.

А. При знаки метасоматического развития минералов вдоль систем трещин в жильном кварце

1. Расположение кристаллов или агрегатов минералов "цепочками" вдоль залеченных трещин в кварце (рис. 4.4, а, б). Располагаясь кучно, зерна новообразованных минералов нередко образуют метасоматические прожилки, ориентированные косо под углом 30-50° к зальбандам кварцевых жил. Согласно данным Д.В.Рундквиста, в грейзеновых месторождениях Урала устанавливается взаимосвязь между направлением сдвиговых внутриминерализационных смещений вдоль кварцевых жил и ориентировкой секущих их трещин, обусловивших положение прожилков замещения. Характерны и формы выделения минералов в таких прожилковидных обособлениях среди кварца. Они развиваются в разные стороны от трещин, нередко создавая впечатление "висящих" друз или "взвешенных" кристаллов (рис. 4.4, а). Развивающиеся метасоматические минералы иногда образуют угловатые формы кристаллов с включениями в них реликтов кварца.

2. Образование двусторонних "висящих друз" минералов вдоль разно ориентированных в жильном кварце трещин (рис. 4.4, б).

3. Развитие друз кристаллов, растущих навстречу друг другу между параллельными системами трещин в жильном кварце. В отличие от жил с явлениями повторных приоткрываний здесь нередко устанавливается рост минералов от прерывистых кулисообразных трещин, неодинаково удаленных от зальбандов.

4. Резко неравномерное распределение минералов, развитие друз в одной и той же жиле то вдоль одного из зальбандов, то вдоль другого, то в осевой части в промежутках между кристаллами кварца.

5. Метасоматическое развитие кристаллов и агрегатов минералов жильного выполнения на продолжении трещин за пределами жил во вмещающих породах (рис. 4.4, в).

6. Наблюдающееся иногда соответствие в мощностях оторочек минералов или в расположении отдельных кристаллов и друз вдоль проти-

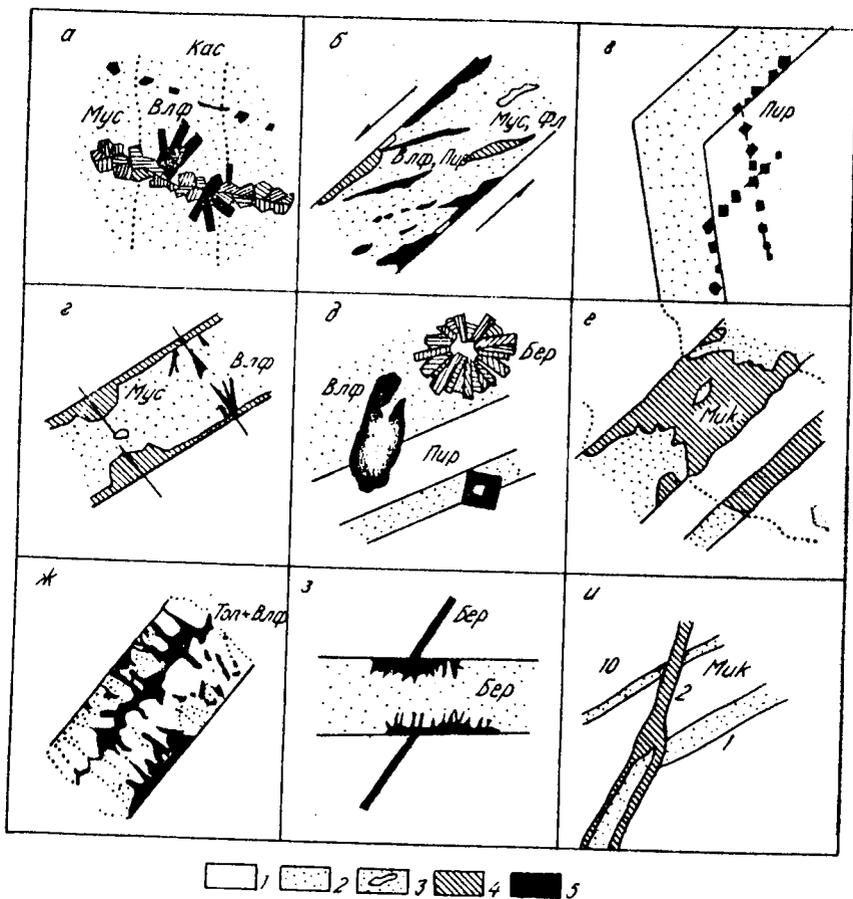


Рис. 4.4. Различные случаи возникновения сложных взаимоотношений минеральных агрегатов, связанные с метасоматическим минералообразованием в кварцево-рудных жилах выполнения (по Д.В. Рундквисту и др., 1971):

1 - вмещающие породы; 2 - кварц; 3 - полости выщелачивания; 4-5 - различные минералы и их парагенезисы

вположных стенок жил (рис. 4.4,г). Нередко это проще всего и наиболее убедительно объясняется наличием в жиле поперечных трещин, в местах пересечения которых с зальбандами жилы и развивается поздняя метасоматическая минерализация.

7. Наличие признаков перекристаллизации, выщелачивания и регенерации кварца с образованием вторичных полостей вдоль систем трещин и границ индивидов.

Наиболее надежными признаками метасоматического развития минералов среди рассмотренных являются три первых, другие же нередко могут иметь и иное истолкование.

Б. Признаки независимого расположения более поздних минералов по отношению к первичным текстурам выполнения (без видимой приуроченности к трещинам)

1. Широкое распространение в жилах метакристаллов и радиально - лучистых сростков, располагающихся вне всякой связи с текстурами жильного выполнения, без признаков прикрепления к более ранним образованиям. Многие из подобных образований представляют собой друзы перекристаллизации.

2. Развитие в ряде случаев кристаллов минералов и агрегатов частично по кварцевой жиле, частично по вмещающей породе (рис. 4.4,д).

3. Образование в участках полного замещения жильного материала "тупых" выклиниваний жил, "пробок" (рис. 4.4,е). Такие "пробки" могут возникнуть при прогрессирующем развитии метасоматоза на отдельных участках жил от их зальбандов к центру, как это показано на рис. 4.4,г. "Пробки" нередко тяготеют к участкам искривления жил, пересечения их другими жилами или более поздними трещинами, т.е. к участкам структурного осложнения.

В. Признаки метасоматического унаследования текстур жильного выполнения

1. Приуроченность поздних минералов и агрегатов к границам индивидов кварца, признаки избирательного замещения отдельных индивидов, иногда с образованием псевдоморфоз. Так, Д.В.Рундквистом и др. (1971) подробно рассмотрено развитие поздних минералов (пирита, флюорита, мусковита и др.) в кварцевых жилах грейзенов по раннему па-

параллельно-шестоватому кварцу. При этом поздние минералы отчетливо приспособляются к интерстициям между кристаллами кварца и развиваются по нему метасоматически по ослабленным зонкам или определенно ориентированным кристаллам (рис. 4.4,ж).

Г. Признаки метасоматического развития в участках пересечения и сочленения рудных жил

1. "Растекание" минерализации в участках сочленения более поздних жил и прожилков с ранее образованными жилами (рис. 4.4,з). При этом в более ранней жиле вблизи места ее пересечения более поздней вдоль зальбандов развивается в виде хорошо образованных кристаллов минералы, слагающие более позднюю жилу. Контакт ранней жилы с вмещающими породами здесь используется как ослабленная зона для преимущественного развития метасоматоза.

2. "Расцепление" минерализации в участках выклиниваний и изгибов жил на ряд самостоятельных прожилков и жил различного состава, разновозрастность которых доказывается их взаимными пересечениями (рис. 4.4,и).

В данном случае совершенно очевидно более позднее образование жилы 2, четко секущей жилу 1а, имеющую одинаковое с жилой 1 выполнение и одновозрастную с ней. Развитие минерализации, соответствующей жиле 2, на определенном участке (в нижней части рисунка) совпало пространственно с жилой 1 и осуществлялось здесь преимущественно вдоль ее зальбандов, как наиболее ослабленных и структурно неоднородных элементов.

Выявление широкого развития процессов метасоматоза в кварцеворудных жилах выполнения грейзеновых месторождений СССР привело Д.В.Рундквиста к выводу о необходимости выделения особого типа жил, формирующихся по схеме "выполнение + замещение". "... Общая схема формирования таких жил во времени может быть представлена следующим образом.

1. Заложение трещин.

2. Проникновение растворов, "пропитывание" трещиноватых пород: раннее метасоматическое преобразование пород.

3. Приоткрывание трещин, поступление в трещины растворов из окружающих пород, переотложение и заполнение трещин породообразующими минералами, главным образом кварцем (образование безрудных жил выполнения).

4. Проникновение вдоль жил, представляющих ослабленные участки, восходящих минерализованных растворов, приводящих к преобразованию ранее возникших агрегатов, их перекристаллизации, растворению, замещению или отложениям как в возникающих, так и остаточных полостях более поздних минералов... (образование рудных жил выполнение + замещение).

... В случаях, когда минерализация развивается в жилах вдоль систем трещин, параллельных зальбандам, и когда вдоль этих трещин мусковит, вольфрамит, молибденит или другие более поздние минералы образуют друзы кристаллов, подобные жилы могут быть ошибочно приняты за жилы выполнения с признаками повторных приоткрываний, а метасоматические друзы минералов - за оторочки ранее существовавших зальбандов жил" (Рундквист и др., 1971, с.128-132).

Общий вывод указанных исследователей по данному вопросу такой. "Считавшаяся ранее безусловной общая последовательность образования минералов в жилах, устанавливаемая по порядку "нарастания" минералов на стенки трещин от "ранних" минералов... образующих обычно друзы вдоль зальбандов, до позднего кварца, преобладающего в осевой части жил, изменяется на обратную последовательность: от раннего безрудного кварца к более поздним и безрудным минералам, замещающим кварц от зальбандов и осевых "ливов" жил, вдоль границ зерен, закономерно ориентированных микротрещин, сохраняющихся полостей" (с.145-146).

Развернутая характеристика явлений внутрирудного метасоматоза в кварцево-рудных жилах грейзеновых месторождений здесь приведена не с целью популяризации и утверждения представлений авторов этой оригинальной точки зрения. Имелось в виду другое: обратить внимание на важность и необходимость учета при генетическом изучении руд проявлений внутрирудного метасоматоза и на те признаки, на основании которых он может быть доказан и оценен.

Некоторые из перечисленных выше признаков не являются бесспорными, хотя большинство из них, несомненно, указывает на участие внутрирудного метасоматоза в окончательном оформлении облика кварцево-рудных жил, но масштабы и значимость его проявления в каждом случае могут оцениваться лишь применительно к конкретным объектам. Именно в связи с этим представляется уместным привести следующее высказывание А.Д.Генкина в отношении проявления метасоматоза в рудах. "Трудно назвать такое рудное месторождение, в котором в том или ином

виде не обнаруживались бы признаки замещения одних минералов другими.

... Необходимо, однако, проводить различие между процессами метасоматоза, играющими решающую роль в формировании месторождений некоторых типов, и явлениями замещения или разъедания отдельных минералов, которые мы можем встретить в любом месторождении независимо от его генезиса. Как справедливо указывает А.Г.Бетехтин (1949), отдельные признаки разъедания одних минералов другими еще не говорят о том, что мы имеем дело с процессом замещения как таковым. Иными словами, наличие этих признаков в рудах еще совершенно не означает того, что они в целом отложились метасоматическим путем" (Текстуры..., 1958, с.155).

Возвращаясь к признакам метасоматического происхождения минералов в кварцево-рудных жилах грейзеновых месторождений, следует отметить, что и в отношении их среди геологов нет единого мнения. В частности, Н.П.Сенчило считает, что "группирование отдельных кристаллов и друз, например вольфрамита, в цепочки в самостоятельной генерации жилы объясняется не поздним их происхождением, а тем, что в гелеподобной полимеризованной минералообразующей среде имелись механические нарушения, вдоль которых... в кремнекислородном базисе закладывались энергетические поля и развивались минералы. По этим же зонам обособлялись газы, что обусловило образование первичных друзовых пустот. Такие поры и полости миаролового типа широко распространены в жилах и часто закономерно размещаются во всем их объеме.

Зеркальное же расположение скоплений минералов вдоль противоположных стенок вполне удовлетворительно объясняется симметричностью проявления процесса отложения в трещине, которая характерна вообще для всех явлений природы.

"Независимое расположение минералов по отношению к текстурам выполнения "должно наблюдаться и при нормальной кристаллизации из раствора в одном случае благодаря неодновременности отложения минералов, в другом - из-за размещения более поздних минералов по трещинам, секущим текстуры раннего выполнения" (Сенчило, 1973, с.253).

Таким образом, практически в отношении одного и того же объекта и с использованием однотипных методов исследования разные коллективы исследователей приходят к противоположным выводам. В этом находит отражение не только субъективность подхода к решению вопроса,

но и неполнота наших знаний, сложность строения и формирования природных геологических объектов, конвергентность многих используемых для генетических построений признаков.

Внутрирудный метасоматоз проявляет себя достаточно отчетливо не только в кварцево-рудных жилах выполнения грейзеновых месторождений, Его следы, порою весьма явные, можно встретить при изучении большинства многостадийных жил выполнения в месторождениях различных полезных ископаемых. Как и развитию метасоматоза вообще, его проявлению благоприятствуют повышенные температуры и давления. Поэтому внутрирудный метасоматоз при всех прочих равных условиях более полное выражение находит в месторождениях повышенных глубин, плутоногенных, чем в месторождениях приповерхностных, где преобладает формирование жил "более чистого выполнения". Этому в известной степени способствует и возрастающая продолжительность сходных минералообразующих процессов по мере увеличения глубины их протекания.

Неоднократно отмечалось, что перекристаллизация ранних минералов, их перестроение и внутрирудный метасоматоз более интенсивно развиваются в нарушенных участках жил и рудных тел. Это общее правило. Очевидно, эти явления должны быть более обычными для тех элементов жил и рудных тел, которые чаще других подвергаются структурным осложнениям. Такими элементами являются по меньшей мере три: зальбанды, участки резкого перегиба по простиранию или падению и зоны пересечения более поздними жилами.

При зальбандовые зоны жил и прожилков оказываются ареной развития метасоматоза не только потому, что они находятся на стыке двух различных по физико-механическим свойствам сред, но и потому, что нередко все же существенно различаются по химическому составу поровые растворы вмещающих пород и жильного выполнения, особенно в случае слабого развития окolorудных метасоматитов. Будучи дренирующими структурами в зонах минерализации, к концу каждого периода активного минералообразования вмещающие жилы полости "стигивают" поровые растворы из вмещающих пород, что, естественно, стимулирует позднее метасоматическое минералообразование прежде всего в призальбандовых участках, в поздних внутриминерализационных трещинах, нередко параллельных контактам жил, в друзовых полостях и т.п. Не следует полагать, что при этом развивается только метасоматическое минералоотложение. Конечно же, нет, но и метасоматозу в этих условиях нередко принадлежит значительная роль. Нередко, имея

более высокие значения pH, поровые растворы вмещающих пород, поступающая в жильное пространство, обогащают остаточные гидротермальные растворы основаниями, повышают их активность, что и фиксируется поздним отложением из каждой "угасающей" порции растворов серицита, карбонатов, сульфидов и других минералов, образующих столь характерные призальбандовые оторочки кварцевых жил в месторождениях прежде всего грейзеновой и березитовой формаций.

Прерывистость таких оторочек, несимметричность их развития у разных зальбандов могут указывать на различную доступность последних для поровых растворов вмещающих пород. Наличие же минеральных оторочек среди позднего выполнения друзовых полостей, в интерстициальных ранних минералов жил, формирование ими поздних секущих прожилков недвусмысленно указывают на относительно позднюю их природу.

Зоны пересечения разновозрастных жил и прожилков оказываются ареной "скрещения" разнотипной минерализации и нередко развития метасоматоза. Ряд примеров таких осложненных метасоматозом пересечений был рассмотрен в главе II. Здесь остановимся еще на нескольких.

Углисто-слюдисто-карбонатный сланец рассекается косыми относительно сланцеватости прожилками (рис. 4.5). Прожилки I мощностью 5-8 мм сложены мелкозернистыми кварцем и кальцитом с редкой вкрапленностью и мелкими гнездами галенита и кельсофана. В призальбандовой части кое-где отмечаются тонкая вкрапленность и линзочки пирита. Прожилки 2 тонкие нитевидные, сложенные пиритом. Судя по их морфологии, они приурочены к кливажу скальвания. В прожилках типа I они продолжения не имеют, впечатление, что они срезаются ими. Но это не так. Внимательное изучение распределения пирита в прожилках I показывает, что он неизменно приурочен к узлам пересечения с прожилками 2 и вне связи с ними не встречается. Не остается сомнений, что пирит в прожилках I поздний, наложенный на зону контакта метасоматически при формировании прожилков 2 пиритового состава.

Два следующих примера заимствованы у Д.В.Рундквиста (Рундквист и др., 1971).

Судя по морфологии жил в участке пересечения (рис. 4.6, а), вертикальная жила сечет со смещением наклонную. Однако по распределению молибденита в жилах соотношения обратные: чешуйки молибденита прослеживаются в вертикальной жиле на продолжении простирания

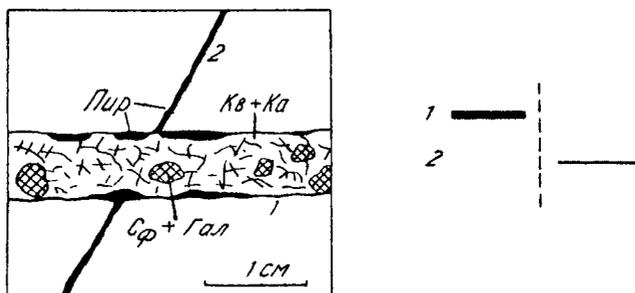


Рис. 4.5. Развитие метасоматического пирита в приальбандовой зоне прожилка I. Рудный Алтай

наклонной. Формы и размер чешуек молибденита, расположение его струйками, цепочками и прожилковидными секущими кварц выделениями остаются одинаковыми в обеих жилах. Кварц в участке пересечения образует неравномернозернистый гранобластовый агрегат, лишенный признаков друзовидного строения. В то же время в удалении от места пересечения в вертикальной жиле сохраняются реликты шестоватого строения кварца. Интерпретация: молибденовая минерализация развивалась метасоматически вдоль более ранней наклонной жилы.

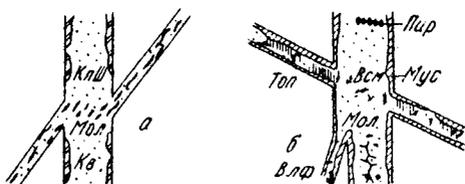


Рис. 4.6. Осложненные внутрирудным метасоматозом сложные соотношения жил. Месторождение Коктенколь. Уменьшено в 3 раза (по Рундквисту Д.В. и др., 1971)

Судя по морфологии жил, изображенных на рис. 4.6,б, они возникли при одновременном приоткрывании двух систем трещин, но по характеру минерализации существенно отличаются. Создается впечатление, что мусковит-топазовая маломощная жила с висмутином пересекается кварц-пирит-вольфрамитовой крутопадающей жилой, так как топаз - главный минерал маломощной жилы - отсутствует в участке пересечения. Однако на продолжении маломощной жилы в участке пересечения наблюдаются крупные (до 2-3 см) радиально-лучистые сростки висмутина, отсутствующие в крутопадающей жиле на удалении от пересечения. Мусковит образует оторочки вдоль зальбандов обеих жил. Интерпретация: наложение висмутина лишь по маломощной жиле, исходно одновременной с кварц-пирит-вольфрамитовой.

Одним из проявлений внутрирудного метасоматоза, как и метасоматоза вообще, является образование метасоматических тел. По-видимому, полезно будет дать краткий перечень критериев метасоматического образования жил и прожилков.

1. Наличие реликтов незамещенных вмещающих горных пород или замещаемого минерала - хозяина. В других случаях в качестве реликтовых (индифферентных) остаются только отдельные минералы замещаемой породы или минерального агрегата гидротермальной жилы.

2. Разноконтурность, несовпадение очертаний противоположных контактов жил и прожилков (рис. 4.7,а).

3. Изменение мощности жил и прожилков в соответствии со способностью к метасоматическому замещению пересекаемых ими горных пород или минералов (рис. 4.7,б). В пределе - участки минимальной мощности образуются путем выполнения трещин, без участия метасоматоза.

4. Сохранение метасоматическим телом реликтов первичных структур или текстур замещаемой породы или агрегата (рис. 4.7,в).

5. Избирательность замещения, проявляющаяся как на уровне отдельных минералов, так и горных пород в целом. Причины явления разнообразны: особенности химического состава, пористость, зернистость и др.

6. Наличие постепенных переходов метасоматит-вмещающая порода. Наличие резких контактов жил не исключает их метасоматическое образование, так как при определенных условиях метасоматические тела могут иметь резкие границы (Коржинский, 1957).

7. Наличие характерной метасоматической зональности, выражаю-

щейся в закономерной смене минеральных парагенезисов, в зависимости от глубины переработки замещаемой породы. Например, метасоматическая колонка апопироксенитовых ранних карбонатитов имеет вид (от внешних к внутренним зонам): авгит-диопсид + биотит + кальцит - форстерит + биотит + кальцит - биотит + кальцит - кальцит (Гинзбург, Эпштейн, 1968).

8. Зависимость минералогического состава жил и отдельных их минералов от состава замещаемых пород. Например, по данным А.И. Гинзбурга и Э.М. Эпштейна (1968) для фронтальных зон ранних апогипербазитовых карбонатитов характерны в качестве породообразующих авгит-диопсид, биотит и кальцит, акцессориев - дизаналит, для апоксиенитовых - соответственно эгирин, биотит, кальцит и циркон. Тыловые зоны метасоматической колонки в обоих случаях и имеют биотит-кальцитовый состав, но акцессории по-прежнему различаются - соответственно кальциртит $\text{Ca}(\text{Ca}, \text{Zr})_2\text{Zr}_4(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_{16}$ и циркон.

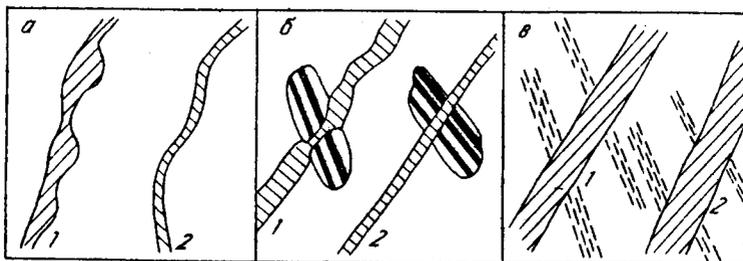


Рис. 4.7. Морфологические особенности прожилков метасоматических (1) и выполнения (2): а - степень конформности контактов; б - вариации мощности; в - соотношение с линейными элементами вмещающей среды

9. Наличие однообразно ориентированных изолированных включений-реликтов ("обломков") замещаемого материала в метасоматическом новообразовании. Иногда такие реликты соединяются перемычками с замещаемой породой (минералом) или между собой, что их принципиально отличает от обломков, отторженцев вмещающих пород в жилах выполнения.

10. Сложный характер границ метасоматических тел, наличие "кар-

манов", "втеков", переходящих в прожилки.

II. Отсутствие смещений в участках косою пересечения жилами и прожилками линейных элементов замещаемых пород и минеральных агрегатов (рис. 4.7, в). Критерий обратного действия не имеет, т.е. отсутствие смещений не является достоверным признаком метасоматической природы прожилка.

Если бы речь шла о критериях метасоматического минералообразования вообще, а не только о жилах и прожилках, то к приведенным выше можно было бы добавить еще ряд критериев: развитие псевдоморфов и метакристаллов, реакционные каймы замещения, цепочки метакристаллов ("бусы") вдоль неразличимых трещин, двусторонняя огранка кристаллов, несвойственные минералам-новообразованиям элементы-примеси, унаследованные от замещаемого минерала и др.

§ 4.4. Относительный идиоморфизм минералов и метакристаллы

"... Идиоморфные кристаллические зерна интерпретировались как свободно растущие ранние образования, а зерна с выпуклыми поверхностями - как образующиеся раннее зерен с вогнутыми поверхностями. Такая упрощенная интерпретация часто оказывается правильной, но она должна применяться с осторожностью" (Крейг, Воган, 1983, с.170).

"Идиоморфные и гипидиоморфные формы зерен образуются тремя способами: при ранней кристаллизации в растворе, при перекристаллизации вещества и при метасоматическом замещении. Из них только первый тип кристаллов может свидетельствовать о последовательности выделения минералов" (Джко, 1971, с.187).

"Критерий "чем идиоморфнее, тем раньше" может быть использован для определения последовательности выделения минералов лишь для случаев кристаллизации в свободных условиях. Но он не применим для индивидов и агрегатов, возникших метакристаллическим путем. ...Определение последовательности выделения минералов на основе использования степени их относительного идиоморфизма требует в каждом конкретном случае специального онтогенического исследования" (Мабин, 1966, с.49).

"Необходимость уметь различать метакристаллы вызывается прежде всего тем, что они помогают установить правильную возрастную последовательность минералов. Это тем более важно, что при описании

рудных минералов и их возрастных взаимоотношений хорошо образованные кристаллы очень часто ошибочно истолковывают как основной признак их раннего образования" (Текстуры..., 1958, с.193).

"Идиоморфизм – способность минералов принимать при кристаллизации определенные, им свойственные кристаллографические очертания (огранку). Наиболее выраженный идиоморфизм обычно имеют минералы, кристаллизующиеся на ранней стадии формирования горных пород из легкоподвижных сред (например, расплавов или водных растворов), или метакристаллы минералов, обладающих высокой кристаллизационной способностью и возникающие в твердой среде, в том числе и на поздней стадии формирования горных пород, особенно метаморфических" (Горная..., 1986).

Итак, давно установлено, что правило "чем идиоморфнее, тем раньше" по отношению к метакристаллам не применимо. И тем не менее в практике минералого-генетических исследований оно часто применяется без каких-либо ограничений и, естественно, дает неверные выводы. Этим определяется необходимость хотя бы в самом общем виде рассмотреть свойства и признаки метакристаллов.

Под метакристаллами принято понимать кристаллы минералов, возникшие метасоматическим путем в твердой среде и обычно имеющие хорошо выраженные кристаллические ограничения. Метакристаллы часто располагаются вдоль трещин (нередко макроскопически неразличимых), границ слоев, вблизи контактов жил, нередко в виде цепочек, гирлянд ("бусы"). Причина этого – структурная неоднородность среды и близость источника обеспечивающих их рост растворов.

Хорошая огранка метакристаллов нередко сочетается с заметным искажением их формы, что обычно связывается с влиянием симметрии внешней среды, в частности, условиями питания: вытянутость метакристаллов совпадает с ориентировкой трещин, сланцеватостью, слоистостью и т.п. Б.В.Чесноковым (1974) установлено, что искажение формы больше у крупных метакристаллов, а их общее число в объеме горной породы убывает по мере удаления от "питающего канала", как и размер самих метакристаллов.

Как отмечает А.Д.Генкин (Текстуры..., 1958), в рудах и околорудных метасоматитах гидротермальных месторождений в виде метакристаллов наиболее часто встречаются пирит и арсенопирит, а из менее распространенных – кобальтин, глаукокодот, лёллингит и др. Известны метакристаллы и многих других минералов: граната, магнетита, гема-

тита, сфена, ортита, кварца, касситерита, апатита, пирихлора и даже карбонатов.

Основные признаки метакристаллов рассматривались А.Д.Генкиным, специально обращают на них внимание Ч.Ф.Парк и Р.А.Мак-Дормид (1966).

1. Наличие идеально выраженных кристаллических ограничений по отношению к окружающим минералам. Соприкасающиеся одновременно растущие метакристаллы имеют индукционные грани. В местах кучного расположения более ранние метакристаллы одного и того же состава идиоморфней и крупнее начавших расти позднее.

2. Цепочечное расположение метакристаллов вдоль различных структурных неоднородностей среды или границ зерен минералов (рис.4.8,а).

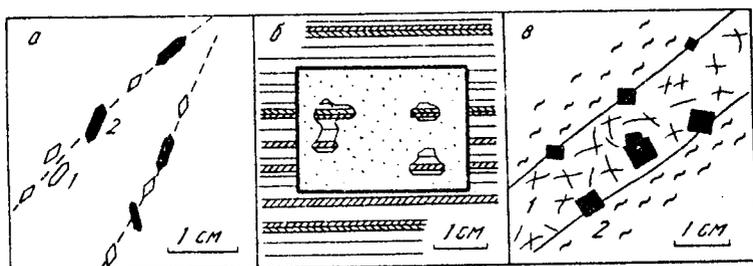


Рис. 4.8. Особенности положения и внутреннего строения метакристаллов: а - цепочечное расположение метакристаллов сфена (1) и ортита (2) в плагиопегматите, Ташелга (Горная Шория); б - метакристалл пирита с реликтами углистого сланца, Енисейский край; в - метакристаллы пирита на контакте кварцевого прожилка (1) и березита (2), Березовское месторождение (Урал)

3. Наличие в метакристаллах реликтов замещаемого субстрата, сохраняющих первичную ориентировку его структурных элементов (рис.4.8,б). Если метакристалл вырос в монокристалле, его реликты сохраняют общую ориентировку. Реликты в метакристаллах нередко располагаются зонально, что, по Б.В.Чеснокову (1974), может быть обусловлено чередованием периодов разной "замещающей способности" метакристаллов или резкими колебаниями скорости и роста.

4. Расположение метакристаллов вдоль контактов жил так, что раз-

ные их части располагаются по разные стороны линии контакта (рис.4.8, в).

5. Скелетная, реже футлярообразная, форма метакристаллов (рис.4.9) как следствие неравномерного поступления питающего вещества в процессе роста. Скелетные метакристаллы одного и того же минерала могут встречаться совместно с хорошо образованными, и это не является признаком разновременности их образования.

6. Двусторонняя огранка метакристаллов (двухголовость) без следов места прикрепления (кристаллы, растущие в полостях, кристаллические грани развивают лишь на свободном от прикрепления конце). Этот признак, естественно, не относится к продуктам кристаллизации магмы и другим системам, где растущие кристаллы находятся во взвешенном состоянии.

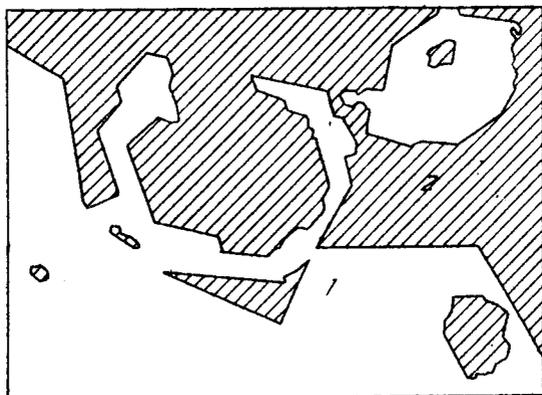


Рис. 4.9. Футлярообразный кристалл кварца (1) в сфалерите (2). Месторождение Гетыхе. Зарисовка по микрофотографии (Текстуры..., 1958)

7. Несопоставимость размеров метакристаллов и зерен включающей их массы. Предполагается, что присутствие крупных кристаллов в тонкозернистой основной массе или мелких - в крупнозернистой является достаточным поводом для подозрения, что они принадлежат к метакристаллам.

8. Искажение формы метакристаллов как отражение асимметрии пи-

тающих их концентрационных потоков вещества. Наиболее обычны уплотненные метакристаллы, ориентированные вдоль трещинок, сланцеватости, кливажа, спайности, границ зерен и т.п.

Идиоморфизм метакристаллов многими исследователями связывается с высоким кристаллизационным давлением, развиваемым растущим кристаллом. Величина кристаллизационного давления считается пропорциональной структурной плотности минералов, поэтому и степень их идиоморфизма определяется прежде всего этим показателем. Однако с этих позиций трудно объяснить образование метакристаллов такими минералами, как полевые шпаты или кальцит. Есть и категорические высказывания: "... идиоморфизм каких-либо минералов в метаморфических (и других) породах означает несинхронность с окружающими минералами и никакого отношения к кристаллизационной силе не имеет" (Попов, Берсенев, 1978, с.19).

§ 4.5. Пространственная разобченность объектов исследования

Как отмечалось, доказать абсолютную синхронность различных актов минералоотложения, продукты которых разобчены в пространстве, практически невозможно (см. § 2.2). Причина этого заключается в конечной скорости распространения в пространстве факторов, вызывающих однотипные изменения в минералообразовании. Как следствие этого - невозможность синхронизации актов минералоотложения путем использования внутренних для минералообразующей системы временных реперов, отразившихся в строении минеральных индивидов и агрегатов, особенностях состава минералов и минеральных парагенезисов и т.д. Величина погрешности при подобных временных сопоставлениях определяется скоростью распространения в пространстве соответствующего фактора минералоотложения. Воспользоваться с этой целью методами абсолютной геохронологии пока практически невозможно ввиду скоротечности отдельных актов минералообразования (табл. I.I) и недостаточной разрешающей способности методов абсолютной геохронологии.

Значительно более надежные результаты могут быть достигнуты при использовании внешних по отношению к минералообразующей системы временных реперов: общих для региона периодов оживления тектономагматической деятельности и связанных с ней импульсов общего тре-

динообразования или внедрения интрузивных тел (в том числе и внутриминерализационных даек), проявлений регионального метаморфизма или, наконец, различных космогенных факторов, возможность использования которых в общем виде рассмотрена А.Г.Жабиным (1979).

Внешние по отношению к минералообразующей системе временные реперы при изучении рудной минерализации используются давно, более того, они обычно лежат в основе осуществляемых возрастных сопоставлений. Например, в Ташелгино-Майзасской рудной зоне в Горной Шории выделены три пространственно совмещенные в рудном поле металлогенических этапа (верхнепротерозойский, салаирско-каледонский и тельбесский) и пять эпох минерализации, каждая из которых связывается со своим магматическим комплексом (Тюлюпо и др., 1969). На этом уровне детальности расчленения синхронизация процессов минералообразования в отдельных месторождениях рудного поля представляется достаточно надежной. Возрастная вилка "от - до" здесь широкая, а сами временные реперы в виде циклов складчатости, этапов метаморфизма и мигматизации, внедрения интрузивных тел являются достаточно надежными и хорошо картируются геологически. Меньшие по длительности периоды минералообразования (этапы и стадии) в различных месторождениях рудного поля ввиду отсутствия выявленных временных реперов не синхронизированы. Ясна схема развития минерализации на каждом месторождении: калиевый метасоматоз, скарнирование, магнетитовое оруденение, наложение сульфидов, но синхронны ли они в пределах рудного поля остается неясным.

Интересный пример синхронизации разобобщенной пространственно минерализации в районе долины Верхней Миссисипи приводят по материалам Р.Мак-Лимана и др. (1980г.), Дж.Крейг и Д.Воган (1983). Используя метод "сфалеритовой стратиграфии", им удалось синхронизировать отложение сфалерита в рудных телах, расположенных на расстоянии 23 км друг от друга. В основе метода - характерное чередование различающихся по окраске, строению и составу полосок сфалерита в его колломорфных агрегатах. Толщина таких полосок составляет доли миллиметра (на 1-2 см длины до сотен полосок), и различаются они только под микроскопом. Различные сочетания полосок образуют зоны шириной в несколько сантиметров, отличающиеся удивительным постоянством повторения в различных рудных телах. Исследования А.Г.Жабина (1981) на примере сфалерита жильного месторождения Квайса на Кавказе показали, что причиной образования микрозонального сфале-

рита может быть смешение горячих восходящих растворов с холодными метеорными водами, обильность которых может быть связана через посредство климатического фактора с II-летним космогенным хроноритмом солнечной активности.

Таким образом, разработанность методов синхронизации разобщенных в пространстве процессов гидротермального минералообразования пока такова, что, запуская в очередной раз геохронометр, мы должны заранее настраивать его на определенную точность в зависимости от масштаба предполагаемых исследований. Для рудных полей и месторождений должны быть синхронизированы минеральные группы и комплексы, для сравнительно небольших и несложных по строению месторождений и рудных тел – минеральные парагенезисы. При этом придется смириться с положением, что понятие "одновременно" будет пока синонимом известного "от – до", растянутого на продолжительность ступени (синхронизация парагенезисов), стадии (синхронизация минеральных комплексов) или этапа минерализации (синхронизация минеральных групп). Более корректное решение подобных задач – дело будущего, общие контуры которого только начинают вырисовываться в формулировании проблем хрономинералогии.

§ 4.6. Общие выводы

Рассмотренное позволяет сделать несколько принципиально важных при изучении последовательности гидротермального минералообразования выводов.

1. Строение и состав минеральных индивидов и агрегатов, принадлежащих той или иной длительности периодам минералообразования, подвержены фациальной изменчивости, являющейся отражением как саморазвития гидротермальных растворов во времени и пространстве, так и особенностей среды минералообразования. Фациальные изменения могут приводить к коренному преобразованию состава минеральных парагенезисов и строения слагающих их минеральных агрегатов.

2. Выпадающие из гидротермальных растворов минералы могут подвергаться изменениям, вызванным как наложением механических деформаций и динамоморфизма, так и проявлениями перекристаллизации и внутрирудного метасоматоза. В результате может измениться не только строение минеральных агрегатов, но и состав отдельных минералов и минеральных парагенезисов.

3. Учет фациальной изменчивости и постминерализационной истории зон минерализации является обязательным и важным элементом структурно-текстурного и парагенетического анализа руд, позволяющим избежать многих досадных ошибок.

4. Относительный идиоморфизм минеральных индивидов как критерий их возрастных взаимоотношений может использоваться лишь при условии проведения достаточных онтогенетических исследований.

5. Конвергенция — широко распространенное в минералообразовании явление, требующее особого внимания исследователя и максимальной комплексности изучения генетических признаков объекта.

6. Синхронизация пространственно разобщенных актов минералообразования представляет сложнейшую проблему парагенетического анализа, удовлетворительно решаемую в рамках месторождения при постановке всесторонних исследований преимущественно на уровне минеральных комплексов и групп, редко — парагенезисов.

ГЛАВА У

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ИЗОБРАЖЕНИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА СХЕМАХ

Только на основе массового систематического анализа парагенезисов минералов возможно построение обоснованных физико-химических теорий различных процессов минералообразования.

Д.С.Коржинский, 1973

§ 5.1. Изучение парагенезисов и изображение последовательности минералообразования на схемах

Одним из важнейших аспектов генетического изучения процессов минералообразования является выделение и прослеживание в пространстве и во времени возникающих при их развитии минеральных парагенезисов, основные признаки которых были рассмотрены в гл. I. Там же отмечалось, что состав минерального парагенезиса в гидротермальных месторождениях подвержен изменениям, обусловленным неустойчивостью состава вмещающих оруденение горных пород, эволюцией параметров минералообразующих растворов во времени и другими причинами.

Изучение пространственных закономерностей размещения минеральных парагенезисов составляет одну из задач минералогического картирования, общие принципы которого обсуждались в работах Г.Н.Вер-

тушкова, В.П.Фекличева, Б.В.Чеснокова, Н.П.Юшкина и других. Некоторые специальные вопросы минералогического картирования рассмотрены в работах А.И.Гинзбурга, В.И.Кузьмина, Г.А.Сидоренко (1981) и А.Г.Жабина, Н.С.Самсоновой и И.Э.Исакович (1987). В дальнейшем этих моментов касаться не будем и остановимся только на двух вопросах: графическом представлении эволюции минеральных парагенезисов во времени и их физико-химическом анализе.

Эволюция процесса минералонакопления при рудообразовании для большей наглядности обычно изображается в виде различных диаграмм, схем и таблиц. Один из наиболее простых вариантов парагенетической схемы представлен на рис. 5.1. В вертикальных графах, соответствующих этапам и стадиям формирования месторождения, в каждой из горизонтальных строк в виде различной толщины линий указано время выделения минералов. Каждый из минералов занимает место в вертикальных графах в зависимости от его выделения в тот или иной этап, стадию. Толщина линий, отражающих последовательность выделения минералов, обычно выбирается пропорционально их содержанию в данном парагенезисе. В верхней части схемы обозначены этапы и стадии минерализации, внизу в виде графика условно показана интенсивность дробления на границе различных этапов и стадий. Генерации минералов на схеме обозначены цифрами.

При таком построении схемы представляется возможным отразить в общих чертах и порядок выделения минералов в пределах каждой стадии. Для большей информативности такие схемы нередко "нагружаются" рядом дополнительных данных или их градуируют по физическим параметрам рудообразования, чаще всего - по температуре. В виде разнообразных условных обозначений на них могут быть показаны внутриминерализационные дайки, различной интенсивности дробление, перерывы в минералообразовании, особенности состава рудоносных растворов, тип газовой-жидких включений, зависимость минеральных парагенезисов от характера вмещающих пород, геохимическая направленность эволюции минералообразующей среды, особенности состава околорудноизмененных пород, форма и условия залегания рудных тел и т.д.

Один из интересных вариантов парагенетической схемы показан на рис. 3:4. Здесь особенно наглядно отражена температурная и фазовая эволюция минералообразующих растворов. Ранние растворы были высокотемпературными газовыми (пневматолитовыми), постепенно эволюционировавшими и переходившими в водные жидкие по мере падения тем-

Этапы Стадии	Пневматолитовый		Гидротермальный	
	Скарновая	Магнетитовая	Карбонатно-сульфидная	
Минералы				
Пироксен	■	■	■	
Гранат	■	■	■	
Магнетит		■	■	
Рог. обманка		■		
Кальцит		■	■	
Бiotит			■	
Эпидот			■	
Пирит			■	
Пирротин			■	
Халькопирит			■	
Дробление	—		—	
Химизм	Mg, Ca, Fe, Si	OH ⁻ , CO ₃ ⁼⁼	Cu, S, F ⁻ , OH ⁻	
Температура, °C	> 480	360 - 310	300 - 180	
Агрегатное состояние растворов	Надкритические газобразные	Жидкие	Жидкие	
Внутрирудный метасоматоз		Пи ← Рог Гр ← Рог Ск	Рог ← Эл+Би+Ка	

Рис. 5.1. Схема последовательности минералообразования в скарновом железорудном месторождении

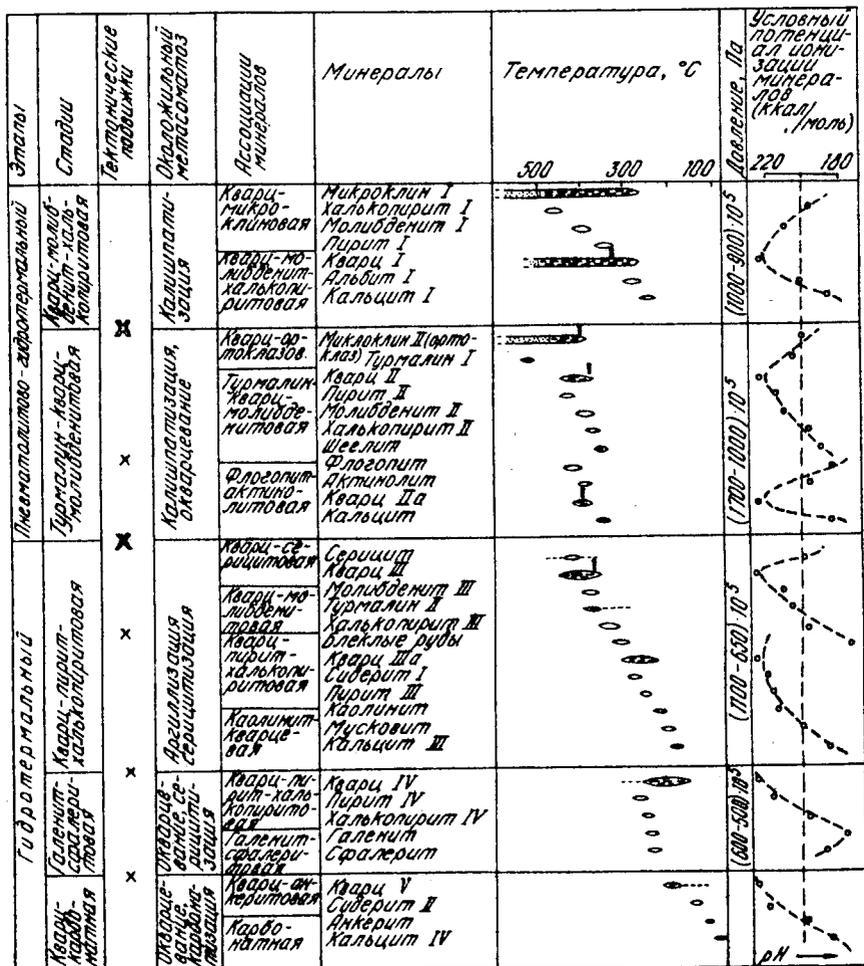
пературы. Первая, кварц-турмалиновая, стадия минерализации по агрегатному состоянию минералообразующей среды может быть названа поэтому пневматолитово-гидротермальной. Обращают на себя внимание значительные температурные перепады между смежными стадиями минерализации, что связано либо с быстрым падением температуры в зоне минерализации, либо с длительностью перерывов между стадиями.

По этому же принципу построена схема минералообразования месторождения Жирекен, на которой дополнительно указаны тип околорудных метасоматитов, давление и характеристика pH минералообразующих растворов. Особым знаком отмечены моменты вскипания, гетерогенизации гидротермальных растворов (рис. 5.2).

Несколько иначе выглядит парагенетическая схема Джидинского рудного поля (рис. 5.3). Важнейшая её особенность – раздельный показ распространенности минералов в околорудных метасоматитах и в рудных жилах. Это позволяет более наглядно представить ход минералообразования, особенно если учесть и другие приведенные на схеме данные: внедрение межстадийных даек, тип околорудных изменений, температуру минералообразования, привнос в зону рудоотложения металлов и летучих компонентов, относительную распространенность в каждом из парагенезисов показанных на схеме минералов.

В такого рода схемах концентрируется важнейшая генетическая информация по изучаемому объекту, поэтому, несмотря на свою кажущуюся простоту, они достаточно сложны для построения. Правильно построенная и снабженная рядом дополнительных данных парагенетическая схема представляет собой простейшую модель минералообразующего процесса с логически увязанной и вытекающей из конкретного фактического материала последовательностью событий, зафиксированной в схеме и взаимоотношениях разновозрастных и закономерно сменяющих друг друга в пространстве минеральных агрегатов. Разобраться в их взаимоотношениях и разложить все "по полочкам" парагенетической схемы – значит реально представить себе условия и ход минерализации. Это очень важно во всех отношениях.

На рис. 5.1 приведена схема последовательности минералообразования для образца, принципиальное строение которого показано на рис. 4.3. Образец относится к одному из рудных тел скарного железорудного месторождения Коп-Тау в Горной Шории. В нем крупные (4–10 см) обломки пятнистого пироксен-гранатового скарна цементируются мелко-среднезернистой амфибол-кальцитовый массой с редкими включениями и гнездами магнетита и рассеянными мелкими ксеноморфными зернами пирита и пирротина. Скари сложен мелкозернистым светло-коричневым гранатом и грязно-зеленым пироксеном (салитом). В виде редких ксеноморфных зерен встречается кальцит, магнетит, пирротин и пирит. В цементирующей амфибол-кальцитовой массе встречаются жилобразные, линзовидные и неправильной формы обособления средне-



X₁ / X₂ / X₃ / 4 / 5 / 6 / 7 / 8 / 9

Рис. 5.2. Схема минералообразования месторождения Жирекен (по А.В.Лизньюру, 1986): 1 - внедрение гранит-порфиров; 2 - внедренные диоритовых порфиров; 3 - внутрирудные подвижки; Состояние растворов: 4 - газообразное; 5 - жидкое; 6 - критическое; 7 - предполагаемые температурные интервалы; 8 - вскипание; 9 - предполагаемое изменение кислотно-основных свойств

крупнозернистого кальцита с обильными пирротином, пиритом и редкими зернами фисташкового эпидота и листочками золотисто-бурого биотита. Такие обособления имеют резкие границы, местами видно, что они расчленяют гнезда магнетита, в целом в ориентировке подчиняясь контурам ближайших скарных обломков, как бы облекая их.

Обращает на себя внимание вид скарных обломков: они окружены сплошной каймой красновато-бурого тонкозернистого граната, которая в свою очередь облекается сплошной или прерывистой каймой мелкозернистого магнетита. Граница гранатовой и магнетитовой кайм резкая. Переход гранатовой каймы к скарну обломков как резкий, так местами и расплывчатый. Граница магнетитовой каймы с амфибол-кальцитовым цементом в большинстве случаев расплывчатая.

Таким образом, отчетливо намечаются три минеральных агрегата: пироксен-гранатовый (обломки), амфибол-кальцитовый с магнетитом и редкими сульфидами (цемент) и существенно кальцитовый с обильными сульфидами, эпидотом и биотитом (жилообразные обособления в цементе). Взаимоотношения этих агрегатов в данном случае достаточно отчетливы, а последовательность их формирования наглядно отражена в парагенетической схеме на рис. 5.1. Что же касается практически мономинеральных кайм граната (андрадита) и магнетита вокруг обломков скарна, то они возникли при взаимодействии раздробленного пироксен-гранатового скарна с поступившими в зону дробления растворами. Именно поэтому эти минералы и показаны на схеме вместе с роговой обманкой и кальцитом в магнетитовой стадии.

Выделение пневматолитового и гидротермального этапов оруденения в данном случае базируется на следующих соображениях^{х)}.

1. Имеется четко выраженный деформационный перерыв (брекчия скарна), зафиксированный не только в данном образце, но и на месторождении в целом.

2. Резкая смена характера минералообразующей среды: проникшие в зону дробления скарнов растворы оказались с ними неравновесными, что нашло отражение в образовании реакционных кайм железистого красновато-бурого граната (андрадита) и магнетита. Возник новый парагенезис: магнетит + роговая обманка + кальцит \pm андрадит. На основании

х) Этапы в данном случае выделяются по признаку агрегатного состояния минералообразующей среды.

изучения лишь данного образца можно усомниться в равновесии андрадита (граната-II) с роговой обманкой и кальцитом, так как они повсеместно разобцены, разделены зоной магнетита. Однако в других аналогичного типа образцах андрадит в виде крупных зерен встречается и в амфибол-кальцитовом цементе.

Приведенные критерии позволяют говорить о двух стадиях минерализации: скарновой и магнетитовой. А как быть с этапами? В данном случае следует обратить внимание на особенности состава минералов скарновой и магнетитовой стадий. Первые не содержат минерализаторов, это "сухие" или так называемые светлые скарны. Минералы последующих двух стадий содержат гидроксильную воду, серу, углекислоту. Исходя из этого, а также общих теоретических предпосылок, можно допустить, что формирование пироксен-гранатовых скарнов происходило из газовой фазы (пневматолитовый этап), а минералов последующих стадий - из жидкой водной (гидротермальный этап). Такое предположение не противоречит известным теоретическим положениям, и, более того, для данного месторождения подтверждено исследованием газовой-жидких включений (рис. 5.6).

Каковы же основания для разделения магнетитовой и карбонатно-сульфидной стадий? Во-первых, в образце это два различных минеральных агрегата, отличающиеся по составу, структуре и формам обособления. В формах проявления средне-крупнозернистого сульфидно-карбонатного с эпидотом агрегата нетрудно видеть следы предшествовавшего его образованию дробления. Причем, последнее затронуло преимущественно лишь амфибол-карбонатный цемент, минуя более жесткие обломки скарна. Следовательно, деформация на границе этих двух стадий имела место. Но была ли эта деформация межстадийной, а не внутристадийной? По одному образцу об этом судить трудно, да и вообще вряд ли возможно. В целом на месторождении данный деформационный перерыв прослеживается повсеместно, т.е. он не местный и не случайный. Кроме того, обилие сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит) в одном агрегате и почти полное их отсутствие в другом можно расценивать как указание на резкую смену состава растворов на границе стадий (или условий в зоне рудоотложения). А это уже признак стадийности, а не внутривстадийного деформационного перерыва. Что касается небольшого количества сульфидов в обломках скарна и амфибол-кальцитовом цементе, то их образование логично связывать с наложением более поздней карбонатно-сульфидной стадии минерализации (от-

ложение происходило в межзерновом пространстве, по микротрещинкам).

Итак, рассмотренный образец (минеральная ассоциация) сформировался в результате проявления трех стадий минерализации, каждой из которых соответствует свой парагенезис:

- 1) пироксен + гранат-I
- 2) гранат-II (андрацит) + магнетит-I + роговая обманка + кальцит
- 3) кальцит-II + биотит + эпидот + магнетит-II + пирротин + пирит + халькопирит.

Каждый из парагенезисов является равновесным, замещение минералов внутри них не характерно.

Как видно из приведенной на рис. 5.1 схемы, гранат, магнетит и кальцит в данном образце образуют по две генерации, каждая из которых входит в свой парагенезис. Это хорошо видно на схеме. А на основании каких признаков выделяются генерации практически при изучении руд? Среди таких признаков обычно отмечают: габитус кристаллов, размер зерен, окраска, оптические свойства минерала, характер двойникования, химический состав (в том числе микропримеси), твердость, диэлектрическая проницаемость, термоэлектрические свойства, особенности люминесценции, различие в температурах кристаллизации, характер и степень вторичных изменений минерала (в том числе деформированность его зерен, кристаллов) и другие.

Многие из указанных признаков выявляются лишь при детальном исследовании и, что еще хуже, в значительной степени предопределяются химическим составом минерала. Последний, как известно, является функцией многих переменных, ряд которых пока еще слабо поддается учету (влияние вмещающей среды, градиент давления и температуры, эволюция состава рудоносного раствора и т.д.). Поэтому методически правильной большинство из приведенных выше признаков рассматривать лишь как указание на возможность наличия в рассматриваемом объекте нескольких генераций одного минерала.

С другой стороны, логично и такое рассуждение. Если изменение химического состава минерала, его физических и других свойств связано с какими-то процессами в рудообразующей системе, то эти же процессы могут отразиться и на равновесии формирующихся в данный момент минералов, т.е. на парагенезисе. Если такие отклонения окажутся достаточно большими, произойдет перестройка парагенезиса. Поэтому критерием реальности существования той или иной генерации данного минерала следует считать наличие соответствующего ей пара-

генезиса. Если этого нет, можно говорить лишь о одновременных выделениях минерала в пределах одной стадии минерализации или ступени равновесия, т.е. о различных его зарождениях.

Тем не менее присутствие одного и того же минерала в двух различных парагенезисах еще не является доказательством наличия двух его генераций. Вернемся к ситуации, изображенной на рис. 2.10. Фактически здесь имеются два парагенезиса: кварц + актинолит + пирит в прожилке и эпидот + роговая обманка во вмещающей породе. Они неравновесны: роговая обманка вблизи границ с кварцевым прожилком отчетливо корродируется кварцем и обесцвечивается, подвергаясь актинолитизации. Таким образом, имеющиеся здесь две разновидности амфибола (актинолит и обыкновенная роговая обманка) находятся в разных парагенезисах, но являются фактически разновозрастными. Различие их состава - отражение фациальной зональности минералоотложения. Совершенно очевидно, что подобные разновидности минералов нельзя считать генерациями.

Обзор существующих способов выделения генераций минералов, выполнен П.И. Поповой (1976), которые ею объединяются в шесть групп.

1. Выделения минерала в разных по составу минеральных ассоциациях считаются разными генерациями. Часто при этом указывается, что в разных минеральных ассоциациях один и тот же минерал (его разные генерации) отличаются размером зерен, химическим составом или тем и другим вместе.

2. Выделение генераций минерала по месту локализации (в метасоматической породе, в жилах выполнения) и по типу пород (в прожилках, березитах, скарнах и т.д.). При этом сообщается о том, что выделенные таким образом генерации отличаются друг от друга формой зерен, составом элементов-примесей или другими свойствами и, что ранняя генерация минерала может замещаться более поздней его генерацией.

3. Нередко весь минеральный вид на месторождении принимается за одну генерацию без проведения специальных исследований относительно возраста.

4. Для выделения генераций минералов используются их свойства: химический состав, размер зерен, структура и состав, температуры деформации, а также гистограммы, кривые и поверхности распределения свойств минералов или содержаний полезных компонентов в пробах руд.

Изменение выбранного свойства или разные максимумы на кривых распределения интерпретируется при этом как проявление разных генераций минералов.

5. Иногда к разным генерациям минерала относят образования, разделенные дроблением.

6. Выделение генераций минералов производится согласно их определению, данному Д.П.Григорьевым (1961), т.е. с учетом перерыва в росте минерала и данных о последовательности кристаллизации минералов на исследуемом объекте, получаемых морфологическим методом определения относительного возраста минеральных индивидов (Чесноков, 1974). х)

Отвергая указанные в группах I-5 способы выделения генераций минералов как несостоятельные, В.И.Попова предлагает признаки, являющиеся, по ее мнению, достаточными:

- 1) растворение с последующим дорастанием минерала;
- 2) нарастание других веществ, полностью разделяющих разные зоны минерала;
- 3) нарастание единичных кристалликов других веществ без индукционных поверхностей совместного роста с минералом-хозяйном с последующим захватом включений при возобновлении его роста;
- 4) пересечение минерала прожилком такого же минерала без дорастания периферических зон.

Касаясь метакристаллов, В.И.Попова отмечает, что новая их генерация проявляется как новая зона или группа зон роста, иногда - в виде мелких кристалликов другой генерации.

Генерация минерала, выделенная по перечисленным выше признакам перерыва в его росте, должна быть подвергнута проверке на однородность по относительному времени ее образования в разных частях изучаемого объекта с помощью синхронизации по зональности кристаллов.

Соглашаясь в целом с предложенной В.И.Поповой методикой выделения генераций минералов, следует отметить несколько моментов.

Во-первых, предложенные признаки для наших целей излишне локальны, требуют непосредственного соприкосновения разных генераций минерала или их присутствия в пределах одного минерального

х) Критерии относительного возраста минеральных индивидов рассмотрены в главе II.

индивида. Реально же в рудных телах, месторождениях и зонах минерализации разновидности минералов, подозреваемые в качестве его генераций, могут быть пространственно разобщены, входить в состав различных геологических тел или слагать различные их зоны, например, в поясовых жилах выполнения. В подобных ситуациях воспользоваться приведенными признаками перерыва в росте минерала для выделения его генераций окажется невозможным или крайне сложным делом.

Во-вторых, перерывы в отложении минерала могут иметь совершенно локальный характер, не связанный с динамикой развития минералообразующей системы в целом. Это могут быть образование ритмических структур в связи с диффузионно-сорбционными процессами, сопровождающими минералоотложение (Поспелов, 1973), автоколебательная кинетика реакций минералообразования (КанцельЧервоненкис, 1983), местные особенности динамики развития полости минералоотложения, например, декомпрессия и формирование минеральных "пробок" и т.д. Поэтому принимать каждый перерыв в росте минерала за достаточный для выделения его генераций признак нельзя.

В-третьих, генерация минерала - понятие временное: это его поколения, принадлежащие разновозрастным фаціальным рядам парагенезисов. Если упростить ситуацию, исключив проявление фаціальной зональности минералоотложения, то генерация минерала окажется его разновидностью, присущей парагенезису, "маркирующему" определенную ступень или стадию минерализации. Поэтому может быть предложен другой принцип выделения генераций минералов: не поиск перерывов в росте минерала и синхронизация его генераций, а синхронизация минеральных парагенезисов как носителей этих генераций. Разумеется, этим не исключается использование признаков генерации, приводимых В.И.Поповой (с учетом сделанных оговорок).

Как отмечалось ранее (Летувнинкас, 1974, 1977, 1983), такие особенности минералов, как их физические свойства, размер зерен, габитус кристаллов, характер двойникования, химический состав, различие в температурах кристаллизации, характер и степень вторичных изменений не могут использоваться в качестве критериев для выделения генераций минералов. Многие из них в значительной степени предопределяются химическим составом минерала, зависящим от многих трудно поддающихся учету переменных: влияние вмещающей среды, гра-

диент давления и температуры, эволюция состава минералообразующего раствора и др. Поэтому методически правильной большинство из приведенных выше признаков рассматривать лишь как указание на присутствие в изучаемом объекте разновидностей минералов, часть из которых может оказаться и генерациями. При этом важнейшим критерием реальности существования нескольких генераций минерала следует считать наличие соответствующих им разновозрастных минеральных парагенезисов. Если этого нет, можно говорить лишь о разновидностях минерала или разновозрастных его выделениях в пределах одной ступени или стадии минерализации, т.е. о различных его зарождениях.

Синхронные (в пределах ступени минерализации) разновидности минерала, относящиеся к различным минеральным парагенезисам, будут представлять собой его фациальные субгенерации.

Для большей выразительности и информативности схем последовательности минералообразования различными исследователями предложены условные знаки, позволяющие с помощью графических средств наглядно и сравнительно просто представить на них важную дополнительную информацию. Так, на схеме парагенезисов Джидинского рудного поля (рис. 5.3) раздельно показаны парагенезисы рудных жил и околожилных метасоматитов. Схема минералообразования Жирекенского месторождения (рис. 5.2) содержит графическую информацию о внедрении интрузивных тел и фазовом состоянии минералообразующих растворов.

Специальная система условных обозначений для схем последовательности минералообразования предложена Ю.М. Дымковым (1985). С некоторыми сокращениями, изменениями и дополнениями она приведена на рис. 5.4. Составленная с их использованием схема последовательности выделения минералов одного из молибденово-урановых месторождений в терригенно-осадочных породах показана на рис. 5.5. При ее внимательном рассмотрении без особых комментариев можно получить достаточно отчетливое представление о развитии минерализации на месторождении.

Работая над парагенетической схемой в процессе изучения того или иного объекта, во избежание грубых ошибок и упущений следует придерживаться определенных правил и последовательности операций. В самом общем виде они сводятся к следующему.

Составление парагенетической схемы обычно более или менее отчетливо распадается на два этапа: 1) составление схемы возрастных соотношений минеральных агрегатов и 2) выделение парагенезисов, ста-

Зарождение и рост минеральных индивидов и агрегатов

- 1 Отложение минерала в виде зернистых агрегатов и сплошных масс
- 2 Образование щёток, друз и отдельных кристаллов при отложении в пустотах
- 3 Сферолитовый рост, почковидные, натёчные корки
- 4 Скелетный и дендритный рост
- 5 Эпитаксиальное нарастание, зарождение на кристаллах и зёрнах ранних генераций
- 6 Отложение минерала под влиянием силы тяжести
- 7 Вероятная продолжительность образования отдельных разобщённых кристаллов
- 8 Образование зернистого агрегата путём метасоматоза (стрелка указывает на замещаемый минерал)
- 9 То же с образованием друз и друзовидных скоплений метакристаллов
- 10 Вероятная продолжительность образования отдельных метакристаллов
- 11 Непрерывные генерации I и II минерала в разных парагенезисах, разделённых подвижками
- 12 Прерывистая генерация, состоящая из зарождений I и II минерала
- 13 Непрерывно-прерывистая генерация I, состоящая из зарождений 1, 2 и 3
- 14 Простая непрерывная генерация I минерала
- 15 Сложная непрерывная генерация II минерала, входящего в состав парагенезисов "а" и "б", образующих фациальный ряд парагенезисов

Изменение и разрушение минеральных индивидов

- 16 Полное растворение или замещение минерала
- 17 Частичное растворение или замещение (в данном случае зоны 2 минерала)
- 18 Перекристаллизация с образованием зернистого агрегата
- 19 Образование друз перекристаллизации
- 20 Кристаллизация зернистого агрегата, завершающаяся образованием друз перекристаллизации и время её начала
- 21 Образование минералов Б и В в результате распада минерала А

Рис. 5.4. Условные обозначения для схем последовательности минералообразования

дий, ступеней минерализации и генераций минералов. По-существу, первый этап является подготовительным, первой ступенью обобщения и систематизации фактического материала. Тем не менее, это важный этап работы, при выполнении которой следует иметь в виду следующее.

1. На схеме возможно более точно и объективно отражаются взаимоотношения между четко обособляющимися в пространстве и во времени минеральными агрегатами. Сомнительные или неясные их взаимоотношения отмечаются на схеме соответствующим знаком.

2. Показываются все реально наблюдаемые взаимоотношения между различными минералами и их разновидностями. Совершенно обязательным является показ на схеме всех выделенных разновидностей минералов, их объединение под общими или собирательными терминами недопустимо.

3. Учитывается возможность фациального изменения типа минерализации. По этой причине первоначально парагенетические схемы составляются для отдельных участков жил или даже для отдельных штUFFов, затем на их основе разрабатывается наиболее приемлемый вариант для отдельных рудных жил, рудных тел и, наконец, месторождения в целом.

4. Если представляется возможным, вместе с изображением на схеме возрастных соотношений жильных и рудных минералов показывается и состав сопровождающих каждый минеральный агрегат околорудных (околожильных) метасоматитов. Если околожильному изменению подвергаются породы различного состава, метасоматиты подразделяются по типу исходных пород. В ряде случаев целесообразным оказывается учитывать и зональность измененных околожильных пород.

5. На схему наносятся все имеющиеся дополнительные данные, позволяющие более полно представить себе процесс минералообразования и подтверждающие правильность предложенной интерпретации последовательности образования минеральных агрегатов. Указываются данные по температуре образования отдельных минералов, типу и особенностям состава газовой-жидких включений, уточняется положение и интенсивность проявления отдельных периодов дробления вмещающих пород и руд, намечается общая направленность геохимической эволюции минералообразующей среды, отмечаются моменты наиболее интенсивного проявления внутрирудного метасоматоза и т.д.

В общем виде схема возрастных соотношений минеральных агрегатов для образца, изображенного на рис. 4.3, приведена там же справа. В более развернутом виде один из рабочих вариантов ее показан на рис. 5.6.

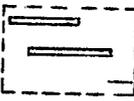
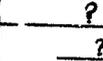
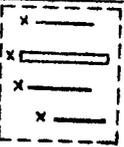
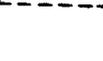
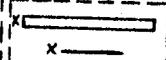
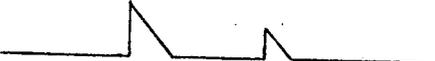
Агрегаты	Минеральный состав	Последовательность выделения минералов		
Обломки скарна	Пироксен Гранат светло-коричневый Кальцит мелкозернистый Магнетит Пирит Пирротин			
Центр обломков	Рог. обманка темно-зеленая Кальцит среднезернистый Гранат красно-бурый Магнетит Пирит Пирротин			
Микрообразные обломки в цементе	Кальцит ср/зерн. до кр/в. Эпидот фисташковый Биотит золотисто-бурый Магнетит Пирит Пирротин Халькопирит			
Дробление				
Химизм	Mg, Ca, Fe, Si	OH ⁻ , CO ₃ ⁼⁼	Cu, S, F ⁻ , OH ⁻	
Температура минералообразования	> 480°	360 - 310°	300 - 180°	
Агрегатное состояние растворов	Надкрит. газобраз	Жидкие	Жидкие	
Внутрирудный метасоматоз		Пи ← Рог Гр ← Рог Грск ← Рог	Рог ← Эл + Би + На	

Рис. 5.6. Рабочий вариант схемы возрастных соотношений минеральных агрегатов для образца, схематически изображенного на рис. 4.3. Крестиком на схеме отмечено предшествующее отложению данного минерала достоверно установленное дробление (Гр_{ск} - гранат светло-коричневый)

Второй этап работы над парагенетической схемой сводится в основном к выяснению генетического смысла выделенных ранее минеральных агрегатов и наблюдающихся взаимоотношений между ними, с одной стороны, и влияния вмещающей среды и фациальных особенностей минералообразования на их состав, с другой. Обычно при этом придерживаются следующего порядка работы.

I. Проводится строгая ревизия показанных ранее на схеме минеральных агрегатов, результатом которой должно явиться выделение минеральных парагенезисов. При этом необходимо постоянно иметь в виду основные признаки последних - равновесность и близкую одновременность образования слагающих их минералов. Исключительно большое значение здесь приобретает учет явлений внутрирудного метасоматоза, наложения более поздних парагенезисов на ранее образованные. Нередко оказывается, что ранние парагенезисы сохранились лишь в виде реликтов, не всегда достаточных для обоснования их первоначального состава. Большую помощь при этом может оказать анализ особенностей состава, внешнего облика, физических и других свойств обозначенных на схеме разновидностей минералов. Именно поэтому недопустимо при составлении схемы возрастных соотношений минеральных агрегатов объединение близких по составу минералов под такими, по-существу, собирательными или групповыми понятиями как полевой шпат, плагиоклаз, пироксен, амфибол, гранат, карбонат, сульфиды, хлорит и т.п. Отдельные виды и разновидности этих минералов могут отличаться по морфологии зерен или кристаллов, их внутреннему строению, окраске, составу и т.д. Для железо-магнезиальных минералов особенно большое значение имеет уточнение их железистости, легко достигаемое путем определения показателей преломления минералов.

Крайне сложной задачей на данном этапе изучения является прослеживание минеральных парагенезисов в пространстве - в пределах крупного сложного строения рудного тела и тем более в пределах пространственно разобщенных рудных тел. В таких случаях обычно дает о себе знать различного типа фациальная зональность, что уже отмечалось в предыдущей главе. Недоучет этого момента ведет к выделению большого числа парагенезисов, многие из которых фактически будучи синхронными воспринимаются вследствие их пространственной разобщенности как разновременные. Плохую услугу в таких случаях иногда могут оказать и единичные, случайные термометрические данные: температурная зональность отложения может быть принята за стадиальную.

Особое значение поэтому имеет выделение прослеживающихся в пределах всего месторождения временных реперов, роль которых в постмагматических месторождениях нередко играют дайки магматических пород, отличающиеся специфическими условиями проявления периоды дробления вмещающих пород и руд, характерные переломные моменты в развитии рудообразующего процесса, развитие специфических текстур и структур в рудах (например, колломорфных в связи с резким изменением термодинамических условий минералоотложения) и т.п.

2. На основании рассмотренных ранее критериев (глава III) намечаются стадии минерализации. Внутретадийные тектонические подвижки, разделяющие различные парагенезисы, соответствуют при этом границам ступеней равновесия. Следует иметь в виду, что количество последних в различных рудных телах и рудных столбах может оказаться неодинаковым. Намечая стадии и ступени минерализации, следует придерживаться того же правила, как и при выделении минеральных парагенезисов: сначала они намечаются для относительно более хорошо изученных участков месторождения, затем при сопоставлении с материалом по другим участкам уточняются, а если возникает необходимость, соответствующим образом дополняются.

Одновременно учитываются и фациальные особенности развития минерализации. Если они существенны, составляются отдельные парагенетические схемы для каждой специфической ситуации минералообразования, например для корневых и верхних частей месторождения, для рудных тел среди карбонатных и среди силикатных пород и т.д.

3. Выделяются генерации минералов как разновременные отложения одного и того же минерала, относящиеся к парагенезисам, образованным в разные стадии или ступени минерализации. Чем больше реально существующих разновидностей минералов было выделено при изучении руд и чем лучше изучены их взаимоотношения с другими минералами и между собой, тем больше при прочих равных условиях может быть выделено генераций минералов и тем обоснованней их выделение.

Следует иметь в виду, что многие жильные, а иногда и некоторые рудные минералы в гидротермальных месторождениях являются "сквозными", т.е. образуются не на протяжении лишь какой-то одной стадии или ступени минерализации, а в течение нескольких стадий или ступеней подряд. Естественно, при этом они находятся в различных парагенезисах и в той или иной степени изменяют свой состав, физические свойства и форму проявления. Однако такие изменения иногда бы-

вают незначительными и без постановки специальных исследований не устанавливаются (например, для кварца, кальцита, пирита и ряда других минералов относительно выдержанного химического состава). В случае пространственного совмещения нескольких парагенезисов некоторые генерации таких минералов могут быть легко пропущены. Поэтому, исходя из общих теоретических соображений, иногда приходится вести специальный поиск таких "трудных" генераций минералов. Большую помощь при этом оказывает изучение особенностей внутреннего строения минеральных зерен, микрокомпонентного состава минералов, их физических свойств и газовой жидких включений.

4. На основании изучения отдельных деталей строения минеральных агрегатов, проявления локальных тектонических подвижек и с учетом ранее выявленных разновидностей минералов выделяются зарождения минералов и ритмы минерализации. Нередко они имеют лишь местное значение, проявляясь только в пределах локальных рудовмещающих структур или даже их частей. Сопоставление во времени ритмов минерализации, намеченных для разных частей месторождения, обычно затруднительно и далеко не всегда бесспорно.

Общая последовательность изучения процессов гидротермального минералообразования и составления парагенетических схем рассмотренного вида наглядно показана на рис. 5.7. Разумеется, она не является единственно возможной и тем более обязательной для всех случаев.

Рассмотренный тип парагенетических схем обладает одним существенным недостатком: на них не отображаются особенности развития минерализации в пространстве. Принцип построения этих схем таков, что на них отражается только последовательность отложения минералов в какой-то условной точке пространства: определенном типе жил, рудном теле или его части, в зоне промышленных руд или наиболее полного развития минерализации и т.п. Координата пространства здесь отсутствует, поэтому показать, например, минералогическую зональность объектов не представляется возможным.

Между тем известен способ построения так называемых пространственно-временных схем минерализации, в простейших случаях в какой-то степени решающих эту проблему. Принцип построения таких схем предложен в 1937 г. А.Е.Ферсманом и реализован позднее рядом исследователей в нескольких вариантах. Один из них детально рассмотрен на примерах Ю.М.Дымковым (1981). Ниже приводится краткое изло-

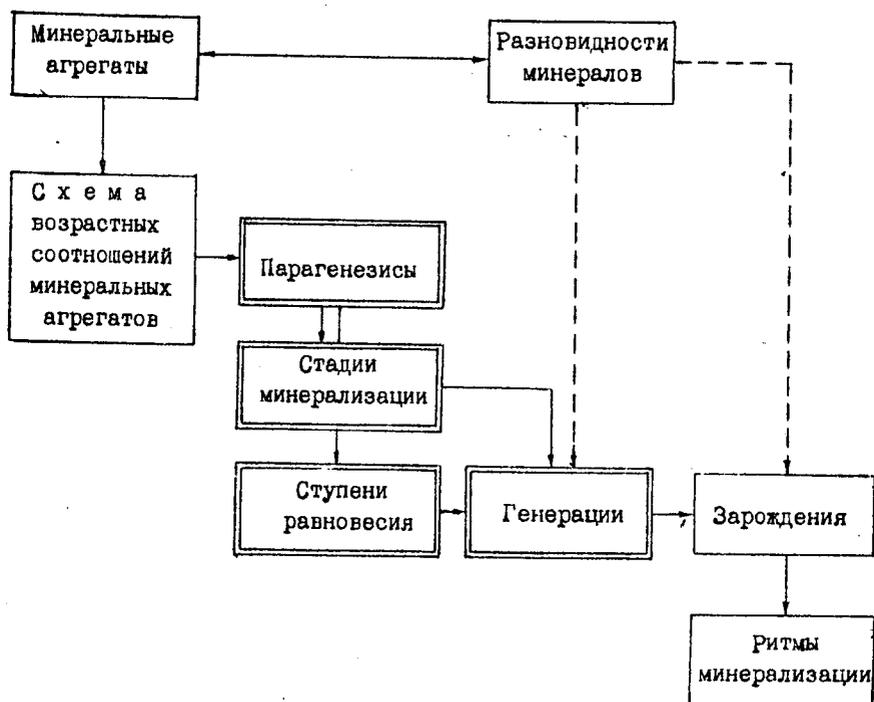


Рис. 5.7. Принципиальная схема последовательности изучения минеральных парагенезисов и стадийности гидротермальной минерализации

жение существа метода на простейшем примере зонального отложения двух минералов.

Пусть в контактовой зоне интрузива в зоне повышенной проницаемости образуются два минерала: минерал А в интервале температур 250–200 °С и минерал В – 200–150°С. При температуре выше 200°С минерал В неустойчив. Для выяснения возрастных соотношений минералов в пространстве строится система координат. По оси абсцисс отмечается падение температуры во времени в каждой точке пространства приконтактовой зоны интрузива, по оси ординат – изменение температуры в пространстве в каждый момент времени по мере удаления от активного интрузивного контакта. Например, в какой-то мо-

растворы, фильтрующиеся через точку М и имеющие в момент времени T_0 температуру 250°C , за относительно короткое время, продвигаясь среди более холодных пород в сторону от активного интрузивного контакта, охладятся и в какой-то условной точке Н будут иметь температуру 200°C . Как отмечает Ю.М. Дымков, время прохождения растворов от точки М до точки Н при наличии трещиноватости невелико и в первом приближении им можно легко пренебречь. На диаграмме (рис. 5.8, б) это будет отрезок MT_1 , а угол MN_1 будет отражать скорость охлаждения раствора во времени и в пространстве. Естественно, за время прохождения раствора от М до Н изменится температура и в точке М, раствор остынет на определенное число градусов (точка T_1). Раствор с температурой 200°C в момент времени T_1 на пространственно-временной схеме займет положение N_1 .

Таким образом, точка N_1 характеризует верхнюю границу температуры 200°C в тепловом поле интрузива, точка T_2 - нижнюю границу. Соответственно точки Л и T_3 показывают верхнюю и нижнюю границы температуры раствора 150°C . Так как охлаждение растворов в пространстве идет сверху вниз, точки равных температур в пространственно-временной схеме можно соединить прямыми линиями (при равномерном охлаждении) и получить пространственно-временные изотермы $LT_3(150^\circ\text{C})$ и $N_1T_2(200^\circ\text{C})$. Линии MN_1 и MT_2 являются границами пространства-времени, где могло происходить отложение минерала А. MT_2 - отрезок времени кристаллизации минерала А в точке М, а MN_1 - часть пространства кристаллизации этого же минерала. Соответственно для минерала В линия $N_1Л$ характеризует его пространственное положение, линия T_2T_3 - отрезок времени образования минерала В в точке М (на схеме Г это - отрезок В).

Треугольник MN_1T_2 ограничивает индивидуальное пространство-время минерала А, в данном случае температурное поле его устойчивости. Сечения этого треугольника, параллельные оси ординат X, указывают пространственное положение минерала А в соответствующий момент времени. Например, на момент времени Т минерал А в контактовой зоне интрузива займет положение, отражаемое отрезком А на схеме зональности отложения (левая часть рис. 5.8, б). Сечения треугольника MN_1T_2 , параллельные оси абсцисс t, укажут относительное время образования минерала А в соответствующей точке пространства.

Индивидуальное пространство-время минерала В описывается трапецией $N_1LT_3T_2$, из анализа которой видно, что, например, в момент

времени T минерал В отлагался в пространстве в соответствии с положением отрезка В в схеме зональности отложения. С другой стороны, длительность его образования, например, в точке Н зоны минерализации характеризуется величиной отрезка T_1T_4 на оси абсцисс (рис. 5.8,б).

Исследуя горизонтальные сечения треугольника MLT_3 , можно проанализировать последовательность отложения минералов А и В в различных точках пространства. В частности, отчетливо видно, что минерал В в точке Н пространства начал кристаллизоваться в момент времени T_1 и на протяжении времени T_1T_2 кристаллизовался одновременно с минералом А (до температуры 200°C). Вертикальные сечения треугольника MLT_3 в интервале времени T_1T_2 показывают, что в каждый момент времени отложение этих минералов происходило разобщенно в пространстве. Именно так и должно быть в соответствии с принятым нами условием: минерал А образуется в интервале температур $250 - 200^\circ\text{C}$, минерал В - $200-150^\circ\text{C}$, т.е. границей раздела условий их образования является изограда 200°C .

С другой стороны, нетрудно видеть, что зона отложения минерала А полностью перекрывается в пространстве зоной отложения минерала В, который в каждой точке пространства кристаллизуется вслед за минералом А. В то же время в интервале времени T_1T_4 в зоне между точками Н и Л происходило отложение только минерала В (за изоградой 200°C минерал А не формировался в соответствии с принятым условием).

Минерал В в точке Н пространства начал отлагаться в момент T_1 , а завершилось его формирование в точке М пространства в момент времени T_3 , т.е. суммарно в зоне минерализации он отлагался на протяжении времени T_1T_3 , что и отражено на парагенетической схеме 2 (рис. 5.8,б). Таким образом, эта схема является обобщающей, отражающей последовательность минералообразования в пределах всей зоны минерализации. Нетрудно видеть, что она заметно отличается от схемы минерализации в любой конкретной точке пространства, например парагенетической схемы I для точки М.

В работах Ю.М. Дымкова рассмотрены примеры построения пространственно-временных схем и для более сложных, чем приводившийся выше случай образования двух минералов. При всех своих достоинствах и наглядности для элементарных случаев минералообразования из одной "порции" растворов они оказываются сложными в построении и трудно

читаемыми для сложных многостадийных процессов, т.е. лишаются основного свойства, ради которого вообще используются подобного рода диаграммы. По-видимому, именно этим и определяется ограниченность их практического использования, хотя в целом они могут быть весьма полезными для рассмотрения отдельных деталей процесса минералообразования, особенно когда ход последнего можно связать с эволюцией какого-то одного параметра: температуры, давления, изменения концентрации компонентов, рН, Eh и т.п.

§ 5.2. Физико-химический анализ парагенезисов минералов

Один из узловых моментов при генетическом изучении минералообразования – выявление и исследование минеральных парагенезисов как равновесных и близкоодновременно возникающих минеральных ассоциаций. Исследование природного минералообразования в этом аспекте принято называть парагенетическим анализом, или физико-химическим анализом парагенезисов минералов. Теоретические основы метода разработаны советскими геологами (Коржинский, 1936, 1957, 1973; Маракушев, 1965; Жариков, 1968; Перчук, 1970 и др.). В последнее время этот метод широко и плодотворно используется в работах не только петрологов, но и геологов, изучающих рудные месторождения.

Основой парагенетического анализа является учение о термодинамическом равновесии применительно к открытым системам природного минералообразования. Не останавливаясь на изложении сущности такого анализа, рассмотрим лишь несколько примеров его использования в связи с вопросом о стадийности минералообразования. Заинтересованный читатель может познакомиться с методикой физико-химического анализа парагенезисов минералов по работам Д.С.Коржинского (1957, 1973), М.Н.Годлевского (1965), А.Г.Булаха (1968, 1974), А.Г.Бетехтина (Текстуры..., 1958) и др.

Особенно широкое применение в учении о рудных месторождениях парагенетический анализ нашел при изучении околорудных метасоматитов. Для анализа непосредственно рудных парагенезисов он используется значительно реже. Причиной этого является как исключительная сложность реакций природного минералообразования (а следовательно, и неравновесность соответствующих систем), так и нераз-

работанность методики самого анализа применительно к ним. В связи с этим уместно напомнить, что даже понятие парагенезиса по отношению к рудам отличается от принятого при строгом физико-химическом подходе к их анализу.

В качестве одного из наиболее простых примеров эффективности использования парагенетического анализа применительно к рудам рассмотрим хорошо изученную систему $Fe-S-O$. Треугольная диаграмма состав-парагенезис этой системы показана на рис. 5.9. Обычными гипогенными твердыми фазами в системе являются пирит, пирротин, магнетит и гематит. В природе эти минералы встречаются в различных сочетаниях, причем пирит и магнетит обычны с любым из них, тогда как пирротин и гематит совместно в равновесных отношениях не встречаются. На основании изучения колчеданных руд Сибаяевского месторождения на Урале А.Г.Бетехтин пришел к выводу, что в условиях высокой концентрации кислорода в растворах пирротин существовать не может и нередко псевдоморфно замещается магнетитом и пиритом, иногда вместе с гематитом.

В этом легко убедиться, анализируя диаграмму на рис. 5.9, согласно которой в системе $Fe-S-O$ возможны пять бинарных парагенезисов (Пирр + Пир, Пирр + Мг, Пирр + Гем, Мг + Гем) и два тройных (Пирр + Пир + Мг, Пирр + Мг + Гем). Последовательность смены минеральных парагенезисов в зависимости от окислительного потенциала системы может быть определена следующим образом. Если провести луч от точки a к вершине O диаграммы, то он пересечет ряд коннод и два трехфазных поля диаграммы в той же последовательности, в какой будет происходить смена парагенезисов в системе при увеличении ее окислительного потенциала, т.е.

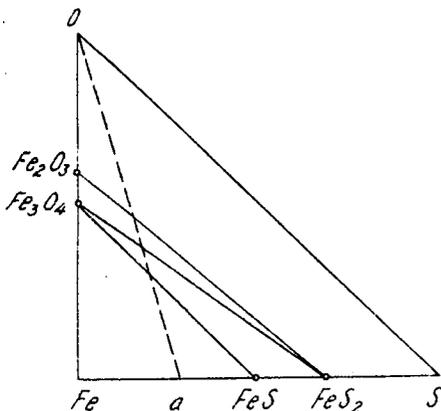


Рис. 5.9. Диаграмма состав-парагенезис в системе $Fe-S-O$ (по Бетехтину А.Г., Текстуры..., 1958)

Пирр + Мг, Пирр + Мг + Пир, Мг + Пир, Мг + Пир + Гем, Пирр + Гем.

В данном случае рассмотренная диаграмма интересна прежде всего тем, что она иллюстрирует невозможность совместной равновесной кристаллизации таких широко распространенных в рудных месторождениях минералов как пирротин и гематит. Если такая ассоциация все же будет где-то установлена (как, например, в Сибавском месторождении), то это может означать лишь одно: она неравновесна и слагающие ее минералы принадлежат как минимум двум разновозрастным парагенезисам.

В несколько ином виде эта же закономерность отражена и на диаграмме $Eh - pH$ (рис. 5.10), приводимой А.А.Маракушевым (1963) и существенно дополняющей наши представления о причинах рассмотренной выше смены парагенезисов: не только увеличение концентрации кислорода в системе, как это считал А.Г.Ветехтин, но и возрастание в ней щелочности. Так, если щелочность в системе будет изменяться от точки a в направлении, указанном пунктирной стрелкой, то парагенезисы будут сменяться в последовательности $Mg + \text{Пирр}$ или $\text{Пир} + \text{Пирр}$, $Mg + \text{Пир} + \text{Пирр}$, $Mg + \text{Пир}$, $Mg + \text{Гем}$, $\text{Пир} + \text{Гем}$. Нетрудно заметить, что и здесь проявляется закономерность, установленная при анализе треугольной диаграммы $Fe-S-O$.

Хорошо изучена и широко известна также важная для сульфидного минералообразования система $Cu-Fe-S$ (Ветехтин, 1955, 1958; Мак-Кинстри, 1960; Сорокин, Шорыгин, 1963; Крейг, Воган, 1983). В этой системе кристаллизуются такие важнейшие для гидротермальных сульфидных месторождений минералы, как пирит, пирротин, халькопирит, борнит, халькозин и другие. Диаграмма состав-парагенезис этой системы, согласно А.Г.Ветехтину, имеет вид, показанный на рис. 5.11.

Из диаграммы следует, что если пирит может встречаться в бинарных парагенезисах со всеми показанными на диаграмме сульфидами, то пирротин — лишь с наиболее бедными серой: халькозином, борнитом, кубанитом и халькопиритом. Наиболее богатый серой сульфид меди — ковеллин — может находиться в парагенезисе лишь с пиритом и халькозином.

Однако в этой системе имеется и ряд неясных моментов. Так, согласно Х.Э.Мак-Кинстри (1960) халькозин устойчив с пиритом лишь в относительно высокотемпературных и глубинных условиях, а при понижении температуры вместо них возникает парагенезис дигенит (Cu_9S_5) — халькопирит или дигенит — борнит, в зоне окисления сульфидных месторождений кроме того становятся устойчивыми парагенезисы ковеллин-

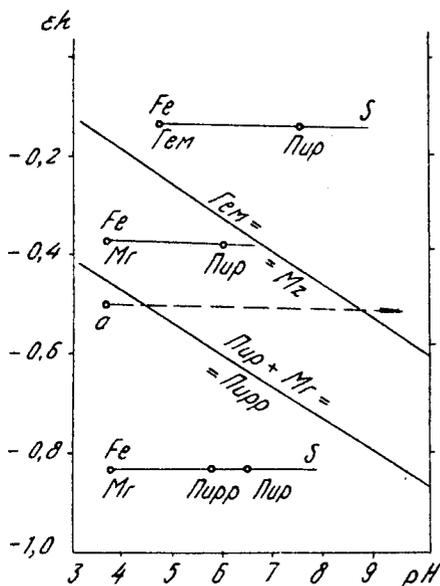


Рис. 5.10. Диаграмма Eh - pH для сульфидов и окислов железа при $T = 200^\circ\text{C}$ и инертном поведении железа и серы (по Маракушеву А.А., 1963)

борнит и ковеллин - халькопирит. В связи с этим Мак-Кинстри Х.Э. замечает, что "...любые взаимоисключающие ассоциации (парагенезисы - А.Л.) могут быть стабильными при соответствующих условиях температуры и давления" (с.252).

Разногласия имеются также относительно парагенезисов пирротин - борнит и пирротин - халькозин. По этому поводу А.Г.Бетехтин (Текстуры..., 1958) пишет: "Имеется ничем не обоснованное убеждение в невозможности существования этих парагенезисов. Однако, судя по диаграмме, пирротин в условиях очень низкого парциального давления (концентрации) серы может находиться в равновесии не только с борнитом, но и халькозином. В природе известные, правда крайне редкие, случаи сореместного нахождения этих минералов в рудах" (с.364).

Другого мнения придерживаются Х.Э.Мак-Кинстри и Г.К.Кеннеди (1960). "Рассмотренная нами гипотетическая фазовая диаграмма объясняет также общее заключение Гиллберта (1924 г. - А.Л.) о несовместимости борнита и пирротина. Среди месторождений мира известны многочисленные пирротин-халькопиритовые месторождения... Во всех этих месторождениях борнит отсутствует или встречается редко. Сходным образом в них фактически или даже полностью отсутствует гипогенный халькозин. С другой стороны, содержащие борнит месторождения, как например Бьютт и большинство медно-порфировых месторождений, не имеют в составе сульфидов пирротина" (с.219).

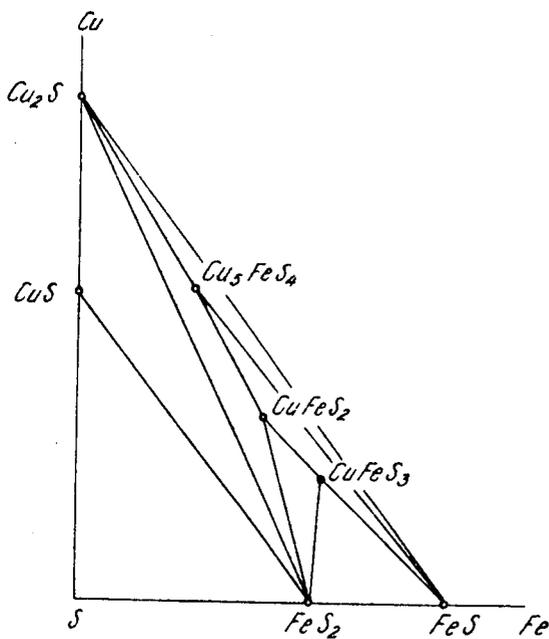


Рис. 5.11. Диаграмма состав-парагенезис в системе Cu-Fe-S (по Бетехтину А.Г., Текстуры..., 1958)

Определенный интерес в связи с этим представляют экспериментальные данные об устойчивости в гидротермальных условиях сульфидов ряда халькозин - халькопирит - борнит - пирротин(пирит). Согласно В.И.Сорокину и В.А.Шорыгину (1963), в водных растворах хлорида аммония при повышенных температурах и давлениях неустойчивыми являются ассоциации халькозин + халькопирит, халькозин + пирротин, борнит + пирротин, халькозин + пирит и борнит + пирит, так как слагающие их минералы (кроме пирита) в этих условиях образуют твердые растворы. Присутствие всех или почти

всех этих минералов в рудах одновременно, согласно их мнению, видимо, указывает на принадлежность минералов к различным стадиям минерализации или должно рассцениваться как замещение одного минерала другим. Появление неустойчивых ассоциаций халькозин + халькопирит, халькозин + пирротин или борнит + пирротин надо рассматривать, скорее всего, как явление вторичного сульфидного обогащения, а ассоциации халькозин + пирит и борнит + пирит могут, кроме того, возникать при наложении различных стадий гипогенной минерализации.

Приведенная на рис. 5.12 диаграмма, заимствованная из работы Дж. Крейга и Д.Вогана (1983), подтверждает в отношении парагенезисов борнит + пирротин и халькозин + пирротин точку зрения А.Г.Бетехтина,

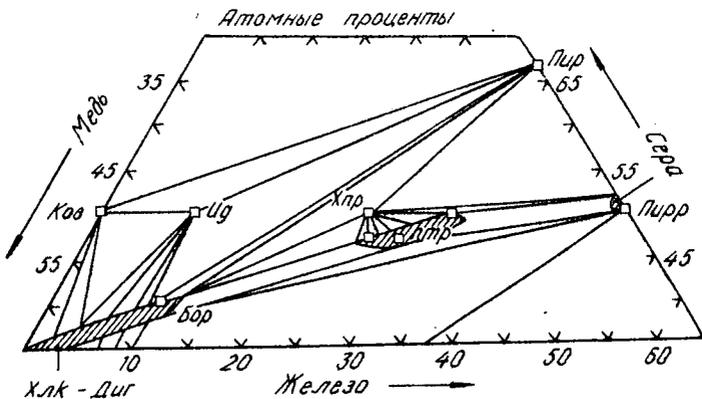


Рис. 5.12. Схема фазовых соотношений в центральной части системы Cu-Fe-S при 300 °С. Штриховкой обозначены области промежуточного твердого раствора (по Крейгу Дж. и Вогану Д., 1983)

так как эти минералы в области температур гидротермального процесса (300 °С) образуют промежуточный твердый раствор.

Приведенных отрывочных данных по двум наиболее простым системам рудообразующих минералов, по-видимому, вполне достаточно, чтобы проиллюстрировать ими возможности парагенетического анализа как метода изучения природных минеральных ассоциаций, с одной стороны, и сложность всей проблемы в целом, — с другой. Речь шла лишь о простейших трехкомпонентных системах, которых в природе в таком виде, разумеется, не существует. Все природные минералообразующие системы являются многокомпонентными и несравненно более сложными, развивающимися, кроме того, в условиях постоянно изменяющихся и в общем случае неизвестных нам достоверно температур и давлений.

Вместе с тем во многих случаях совершенно не вызывает сомнений тот факт, что состав парагенезисов в одной и той же системе зависит не только от соотношения масс инертных виртуальных компонентов (в рассмотренных системах Cu, Fe, S и O), но и от таких интенсивных факторов состояния, как температура, давление, pH, Eh, активность ионов серы, щелочных металлов и т.п. Один из примеров этого

можно было видеть в различном толковании парагенезисов А.Г.Бетехтиным и Х.Э.Мак-Кинстри в системе Cu-Fe-S . Поэтому диаграммы рассмотренного типа обычно приложимы лишь для относительно узкого и вполне определенного интервала значений интенсивных факторов минералообразования, за пределами которых они принимают другой вид (изменяется положение коннод). Каждый из таких интервалов представляет собой определенную ступень равновесия, в пределах которой при существующем соотношении масс инертных виртуальных компонентов парагенезисы в данной системе однозначно описываются одной диаграммой состав - парагенезис.

В заключение остановимся еще на одном виде диаграмм состояния, широко применяемых при анализе парагенезисов минералов метасоматических пород. Имеются в виду многопучковые диаграммы состояния (мультисистемы), в практику петрологических исследований введенные Д.С.Коржинским и одно время чрезвычайно популярные. Одна из простейших диаграмм этого типа описывает общие закономерности формирования парагенезисов апосерпентинитовых лиственитов в зависимости от температуры ($\mu \text{H}_2\text{O}$) и химического потенциала углекислоты (рис. 5.13). Это однопучковая диаграмма с одной инвариантной точкой (в месте схождения лучей диаграммы), в которой при строго определенном соотношении $\mu \text{H}_2\text{O}$ и μCO_2 теоретически устойчив парагенезис $\text{Sp} + \text{Kv} + \text{Ta} + \text{Mz}$.

При $T = \text{const}$ и падении μCO_2 разлагается магнезит и возникает устойчивый трехминеральный парагенезис $\text{Sp} + \text{Kv} + \text{Ta}$ (инвариантное равновесие). Незначительное увеличение температуры приводит к разложению магнезиального серпентина и образованию талька, падение температуры, напротив, сопровождается разложением талька на магнезиальный серпентин и кварц.

Равновесие из инвариантной точки в случае повышения μCO_2 смещается в дивариантное поле 4, где устойчив типично лиственитовый парагенезис магнезит + кварц + тальк. Как видно из диаграммы, он имеет обширное поле устойчивости, ограниченное слева двумя крутонаклонными лучами инвариантных равновесий, что отражает значительно большую зависимость реакций образования минералов лиственитов от μCO_2 , чем от температуры. Образование талькитов (поле I диаграммы), напротив, зависит как от температуры, так и от μCO_2 примерно в равной степени. Узость дивариантного поля 3 соответствует малой распространенности серпентинсодержащих лиственитов

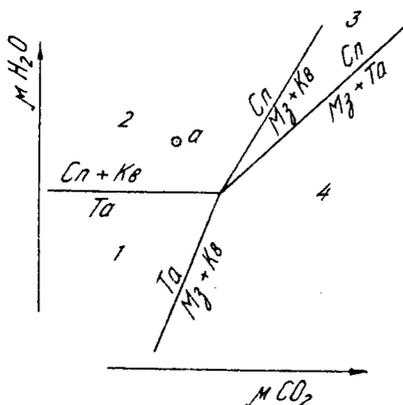


Рис. 5.13. Диаграмма парагенезисов лиственитизированных серпентинитов (с упрощениями по Сазонову В.Н., 1975)

(имеется в виду не реликтовый, а равновесный серпентин).

Таким образом, приведенная диаграмма наглядно иллюстрирует зависимость парагенезисов магниезальных апосерпентинитовых лиственитов от изменения таких важнейших факторов равновесия как температура и μCO_2 . При этом теоретически очень легко предсказать смену парагенезисов в пространстве или во времени, например, при $T =$ и нарастании μCO_2 из исходной точки а :

- 1) $\text{Cn} + \text{Kв}$;
- 2) $\text{Cn} + \text{Kв} + \text{Mз}$;
- 3) $\text{Mз} + \text{Kв} + \text{Ta}$.

На рис. 5.14 показаны две из шести приводимых Б.И.Омельяненко (1978) диаграммы, поясняющие условия образования низкотемпературных метасоматитов в зависимости от pH и соотношения активностей в растворах калия и натрия. На любой из них отчетливо видно, что в условиях низких активностей калия и натрия (поле I диаграммы) устойчив парагенезис кварц + каолинит, при нарастании активности калия каолинит замещается мусковитом (серицитом) и возникает типичный для березитов парагенезис кварц + мусковит (поле 2). При еще более высоких значениях активности калия устойчив только калиевый полевошпат (поле 4) – это область образования калишпатовых метасоматитов.

Увеличение активности натрия приводит независимо от активности

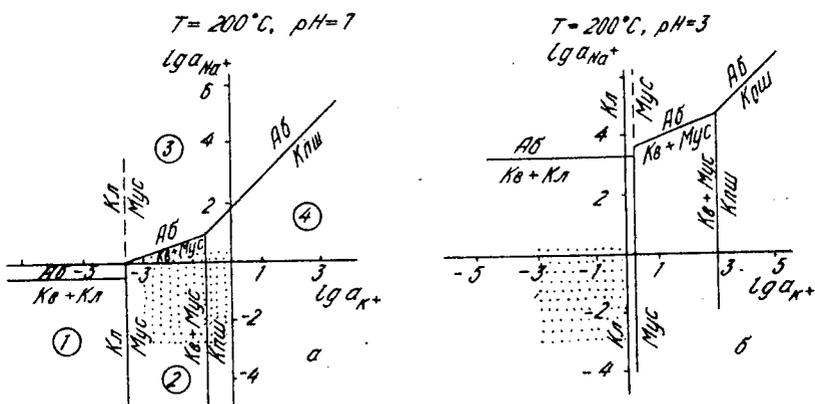


Рис. 5.14. Поля устойчивости каолинита, серицита, альбита и калиевого полевого шпата в зависимости от pH и активности калия и натрия. Точками показаны интервалы предельных значений концентраций калия и натрия в гидротермальных растворах (по Омеляненко Б.И., 1978)

калия к образованию альбитовых метасоматитов - эйситов (поле 3 диаграммы). Моновариантные реакции образования альбита протекают тем легче, чем ниже активность калия.

Таким образом, на диаграмме отчетливо выделяются четыре дивариантных поля:

- 1 - аргиллизитов;
- 2 - березитов;
- 3 - эйситов;

4 - микроклиновых (адуляровых) метасоматитов.

Сравнение диаграмм а и б на рис. 5.14, где крапом обозначена область реальных концентраций калия и натрия в гидротермальных растворах, показывает, что при температуре 200 °С образование аргиллизитов возможно лишь в условиях кислой среды. Более того, можно утверждать, что при pH=3 и ниже образование березитов, эйситов или микроклинитов невозможно, так как в этих условиях полевой шпат и мусковит неустойчивы.

Напротив, в условиях нейтральных растворов не образуются аргиллизиты (рис. 5.14, а). Судя по диаграмме, наиболее вероятна в этих условиях березитизация, менее обычно развитие калиевого полевого шпата.

Близка к рассмотренной диаграмма парагенезисов в пропилитах (Русинов, 1972). Особенно удачно и наглядно она отражает основные закономерности развития так называемой околожильной зональности выщелачивания в пропилитах, в результате которого вблизи секущих пропилитов кварцевых жил возникают существенно кварц-серицитовые породы, близкие по типу к серицитовой фации вторичных кварцитов. Процесс сопровождается последовательным растворением пропилитовых минералов (хлорит, эпидот, альбит, кальцит и др.) и замещением их кварцем, серицитом и пиритом. Внутренние зоны выщелачивания постепенно разрастаются и замещают внешние. Это ведет к обогащению просачивающихся растворов щелочными металлами (калием и натрием), снижению их кислотности и возрастанию щелочнометалльности (возрастание активности K и Na в соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия).

На диаграмме, построенной в координатах химических потенциалов μ_{H^+} и $\mu(Na^+, K^+)$, отчетливо выделяются четыре поля устойчивости главных парагенезисов пропилитов (рис. 5.15): 1 - эпидот-альбитовое, 2 - альбит-кальцит-серицитовое, 3 - серицит-кварцевое и 4 - ломонтитовое. Ломонтитовое поле, соответствующее низким значениям μ_{H^+} и $\mu(Na^+, K^+)$, на приведенной на рис. 5.15 диаграмме с целью ее упрощения не детализировано и в дальнейшем не рассматривается.

Поля 1 и 2 диаграммы разграничиваются лучом, соответствующим моновариантной реакции $Эп = Аб + Ка + Сер$. Слабый наклон этого луча к оси $\mu(Na^+, K^+)$ диаграммы означает, что реакция разложения эпидота на альбит, кальцит и серицит мало чувствительна к изменению щелочнометалльности в системе и регулируется в основном кислотностью, при возрастании которой эпидот становится неустойчивым. В треугольной диаграмме состав-парагенезис при переходе от поля 1 к полю 2 изменяется триангуляция: появляется коннода альбит-кальцит, в результате чего точка состава эпидота на диаграмме оказывается внутри треугольника Аб - Ка - Сер, что указывает на его метастабильность в этих условиях. При всех значениях μ_{H^+} и $\mu(Na^+, K^+)$, соответствующих полю 2, как это следует из диаграммы состав-парагенезис, устойчивыми являются два тройных (Аб + Ка + Кв и Аб +

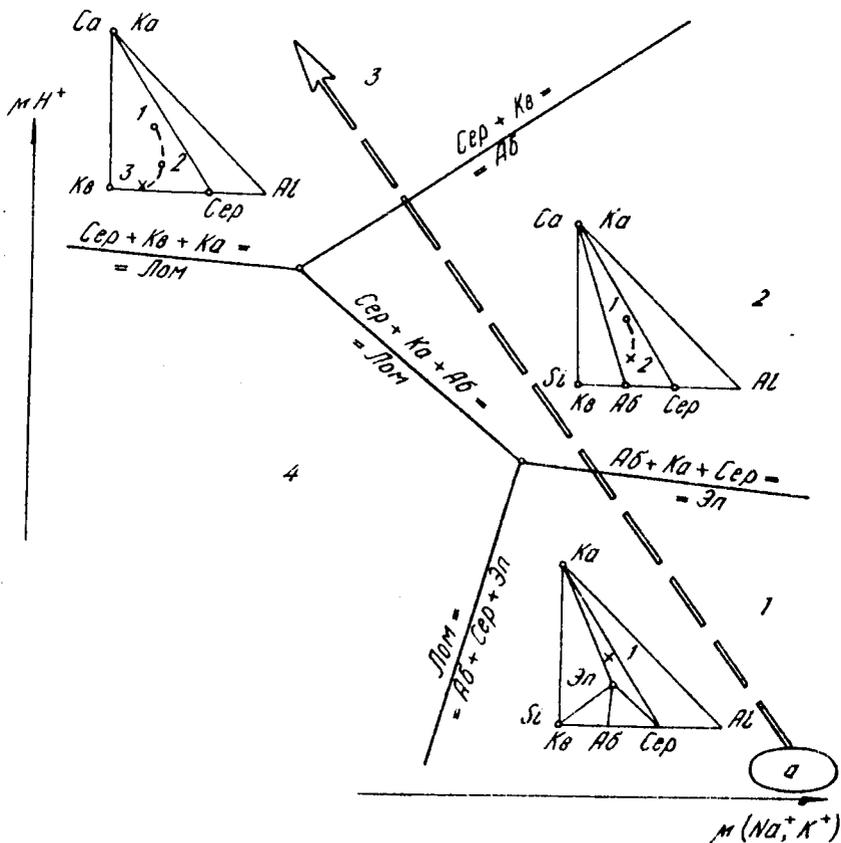


Рис. 5.15. Фрагмент диаграммы химических потенциалов μ_{H^+} - $\mu(Na^+, K^+)$ для парагенезисов в пропилитах. Подля диаграммы: 1 - эпидот-альбитовое; 2 - альбит-кальцит-серицитовое; 3 - кварц-серицитовое; 4 - ломонитовое (не детализировано). Пунктирной стрелкой указано обычное направление изменения соотношения кислотности и щелочнометалльности при развитии окложильного выщелачивания в пропилитах (с упрощениями по Русинову В.Л., 1972)

Ка + Сер) и пять бинарных (Аб + Кв, Аб + Сер, Аб + Ка, Кв + Ка и Сер + Ка) парагенезисов в зависимости от соотношения в составе пород инертных компонентов - кремния, алюминия и кальция. Кроме того, при наличии в породах магния возможно появление хлорита, а при наличии железа - пирита и магнетита.

Дальнейшее увеличение кислотности в системе приводит её к условиям, характерным для поля 3. Альбит здесь становится неустойчивым и при соотношении $H^+ : (Na^+, K^+)$, соответствующие лучу моновариантного равновесия $Аб = Сер + Кв$, разлагается по указанной схеме. На треугольной диаграмме состав-парагенезис в связи с неустойчивостью альбита исчезает коннода Аб - Ка и триангуляция треугольника концентраций еще упрощается. В условиях поля 3 в пропилитах устойчив лишь один тройной (Сер + Кв + Ка) и три бинарных парагенезиса (Сер + Кв, Сер + Ка и Кв + Ка), плюс хлорит, пирит и магнетит при наличии в породах магния и железа.

Таким образом, пограничными линиями равновесия между полями 1 - 2 и 2 - 3 диаграммы являются моновариантные реакции разложения эпидота и альбита, осуществляющиеся в условиях возрастающей кислотности растворов в системе. Аналогичным образом поле 4 диаграммы ограничено линиями устойчивости ломонтита. Следовательно, если во внешней части зоны околожильного выщелачивания пропилитов значения μH^+ и $\mu(Na^+, K^+)$ соответствуют таковым для обозначенной на рис. 5.15 области а и изменение кислотности-щелочнометалльности в направлении от внешних к внутренним зонам выщелачивания происходит в направлении, указанном стрелкой, то нетрудно составить себе представление о том, как и в какой последовательности при этом будут сменяться парагенезисы в зоне околожильного выщелачивания. Общие закономерности этого процесса были рассмотрены выше.

На диаграмме в общем виде отражена еще одна особенность околожильного выщелачивания пропилитов. С возрастанием кислотности фильтрующихся растворов связано возрастание дифференциальной подвижности элементов в зоне выщелачивания в соответствии с указанным на рис. 3.3 рядом электроположительности. Поэтому если на диаграмме состав-парагенезис в поле 1 фигуративная точка химического состава породы в отношении компонентов SiO_2 , Al_2O_3 и CaO соответствует точке I (обозначена крестиком), то в поле 2 вследствие заметного выщелачивания кальция она может сместиться в точку 2 (состав по-

роды значительно беднее CaO и немного Al_2O_3), а в поле 3 - в точку 3 (весьма низкое содержание CaO и заметное снижение содержания Al_2O_3). В минералогическом отношении это будет выражаться в смене кальцит-серицит-эпидотовых (+ хлорит + магнетит + пирит) пород кальцит-серицит-альбитовыми и затем серицит-кварцевыми с крайне незначительным содержанием кальцита. Так как при этой происходит выщелачивание и магнезия с железом (последнего только при отсутствии в растворах серы), то в породах внутренних зон отсутствуют хлорит, магнетит и нередко пирит, т.е. по составу породы приближаются к продуктам серицитовой фации вторичных кварцитов.

Таким образом, рассмотренного типа многопучковые диаграммы дают представление не только о направленности и причинах смены минеральных парагенезисов, но в известной мере и о последовательности такой смены. В отношении пропилитов это особо отмечалось В.Д.Русиновым (1972, табл. 9).

Интересный пример использования многопучковых диаграмм для анализа парагенезисов многостадийных околорудных метасоматитов дает А.Б.Кольцов (1983). Для золото-серебруродных месторождений Центральных Кызылкумов, залегающих среди метаморфизованных черносланцевых пород, им выделяются три стадии их метасоматического изменения и связанного с ним оруденения. В первой стадии произошла серицитизация обломочного плагиоклаза и частично хлорита, образовалась рассеянная вкрапленность сидерита и пирита. Во второй - сформировались мощные анкерит-кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом и альбитом в приальбандовых частях. В третьей стадии хлорит и частично серицит замещались каолинитом, формировались железо-магнезиальные карбонаты и барит.

Для каждой стадии минерализации с учетом реальных температур гомотенизации газово-жидких включений, состава водных вытяжек из кварца и ориентировочных оценок величины давления рассчитаны диаграммы полей устойчивости минералов жил и околожилных метасоматитов. В качестве примера на рис. 5.16 приведена такая диаграмма для условий первой стадии минерализации.

Как видно из рис. 5.16, область устойчивости минеральной ассоциации серицитолитов первой стадии минерализации ограничивается линиями равновесия мусковит-пиррофиллит и кальцит-раствор на диаграмме

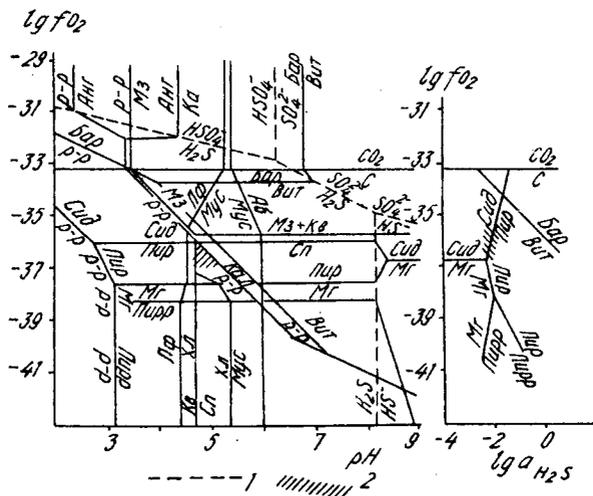


Рис. 5.16. Диаграмма полей устойчивости минералов при $T=300\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=500\text{ бар}$ в координатах $\lg f_{O_2}$ - pH (а) и $\lg f_{O_2}$ - $\lg a_{H_2S}$ (б), с упрощениями по А.В.Кольцову (1983):

I - границы полей преобладания форм серы в растворе; 2 - область, соответствующая условиям стадии I

а и сидерит-магнетит-на диаграмме б. Из диаграммы следует, что в случае снижения pH имело бы место замещение мусковита пиррофиллитом, а при увеличении активности сульфидной серы сидерит замещался бы пиритом. Снижение фугитивности кислорода при низких значениях активности сульфидной серы в условиях этой стадии минерализации привело бы к замещению сидерита магнетитом, а при повышенных a_{H_2S} - пиритом. Обращает на себя внимание обширность поля устойчивости пиррита и узкое поле устойчивости пирротина.

В оригинале работы приведены аналогичные диаграммы и для остальных двух стадий минерализации. Сравнение рассчитанных параметров гидротермальной среды позволило уточнить ее эволюцию от стадии к стадии, оценить равновесные активности золота и серебра в растворе для условий каждой стадии.

§ 5.3. Общие выводы

Рассмотренные способы изображения состава и последовательности формирования минеральных парагенезисов являются наиболее известными и широко используемыми в отечественной геологической литературе. Каждому из них свойственны как свои преимущества, так и недостатки, поэтому предпочтение какому-либо из них следует отдавать, исходя из конкретных задач и степени изученности объекта. Особо при этом необходимо иметь в виду, что никакие диаграммы не могут заменить непосредственного, прямого изучения вещественного состава и закономерностей развития минерализации в природных объектах.

Более того, следует иметь в виду, что какими бы сложными, совершенными и информативными ни были физико-химические диаграммы, выводы из их анализа можно распространять лишь на те условия, которые описываются выбранными при построении диаграммы факторами состояния исследуемой системы. "Из-за многообразия одновременно действующих факторов равновесия термодинамический метод при реконструкции состава и свойств природных растворов обычно делает возможным несколько альтернатив. Выбор наиболее вероятной из них требует привлечения дополнительных сведений: результатов оценки температуры, давления и состава растворов по газовой-жидким включениям, состава вмещающих пород, характера околожильных изменений, деталей взаимоотношений между минералами, распространения отдельных минералов в пространстве и т.д. Поскольку в наиболее полной мере подобным комплексом данных обладают лица, непосредственно изучающие природные объекты, их участие в интерпретации термодинамических данных может оказаться особенно эффективным" (Колонин, Птицын, 1974, с.96).

Не менее определенно о значении непосредственного изучения вещества горных пород и руд для парагенетического анализа высказывался и академик Д.С.Коржинский (1973, с.7): "Задачей анализа парагенезисов минералов ... является изучение природных парагенезисов минералов с выявлением зависимости минерального состава горных пород и руд от различных физико-химических условий их формирования: химического состава исходной породы или магмы, температуры, давления, концентрации подвижных компонентов в воздействующих растворах и пр. Естественно, что для решения задач такого рода необходимо систематическое изучение большого каменного материала при хорошей геологической основе."

Таким образом, физико-химический анализ минеральных парагенезисов – это лишь один из методов их изучения, позволяющий глубже и с меньшими затратами времени познать важнейшие закономерности природного минералообразования, на основе которых становится реальным научный прогноз развития оруденения в пространстве и во времени. Вместе с тем любая правильно составленная схема минералообразования – это компактный документ, требующий определенной степени обобщения каких-то важных сторон процесса. Его насыщение разнообразной информацией не должно лишать такие схемы главного – наглядности и логической строгости.

ГЛАВА УІ

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЯВЛЕНИЕ

Бесплодность до сих пор встречающихся...наивных попыток объяснить процесс рудообразования с позиций решающей роли какого-то одного фактора в настоящее время совершенно очевидна.

Л.Н.Овчинников, 1988

По-видимому, затруднительно было бы назвать гидротермальное месторождение, образование которого можно представить как один непрерывный акт минералоотложения. Длительность формирования месторождений неразрывно связана как с развитием структуры среды минералообразования, так и с эволюцией состава и свойств рудообразующих растворов. Очевидно, и то и другое при определенных условиях может явиться причиной стадийного развития минерализации. Не ставя себе задачу разрешения спора между сторонниками эволюционной и пульсационной гипотез происхождения гидротермальных месторождений, попытаемся тем не менее проанализировать ряд имеющих отношение к этой проблеме моментов и, главное, проследить возможные линии связи между тектоникой и развитием минералообразующих систем.

§ 6.1. Структурно-тектонические условия гидротермального минералообразования

Известно, что одним из основных факторов, контролирующих гидротермальное минералообразование, является фактор структурно-тектонический. Многие гидротермальные месторождения и рудные поля приурочены к участкам максимальной структурной неоднородности, высокой нарушенности, трещиноватости горных пород. Природа таких участков может быть различной: места пересечения, сочленения, разветвления или изгиба разрывных нарушений, интервалы пересечения ими контактов пород с резко различными физико-механическими свойствами, разнообразные структурные осложнения на крыльях и в замковых частях складок, автодинамические структуры интрузив-надинтрузивных зон, различные вулканические и вулкано-тектонические структуры. Их типизация и описание имеют в любой работе, посвященной характеристике структур рудных полей и месторождений.

Общеизвестно также, что гидротермальные месторождения сравнительно редко размещаются непосредственно в зоне крупных разрывных разрушений, обычно тяготея к более мелким оперяющим их или сопряженным с ними структурам. Объяснения этому факту даются различные, в том числе и взаимоисключающие.

Определенный интерес в связи с отмеченными особенностями размещения гидротермальной минерализации могло бы представить обсуждение тектонического режима зон интенсивного её проявления. Так, имеются данные об антагонизме в размещении эндогенных рудных месторождений с эпицентрными зонами сильных и разрушительных землетрясений (Хамрабаев и др., 1988). В частности, отмечается, что районам рудных месторождений свойственно наличие внутрикоровых объемов вещества с повышенными пластическими свойствами (волноводов).

Интересные в этом отношении данные приводятся Р.М.Лобацкой (1989). Рассматривая деструктивные поля как участки локализации сопутствующих крупным разломам более мелких разрывов, на примере разлома Сан-Андреас в Калифорнии она отмечает, что деструктивные поля отличаются частыми и слабыми землетрясениями, в то время как отрезки магистрального разлома – редкими и сильными толчками.

Особенность развития зон крупных разломов состоит также в им-

пульсивности и дискретности происходящих по ним тектонических движений, когда периоды относительного покоя и накопления напряжений чередуются с импульсами быстрого движения и разрядки напряжений. Скорость "вспарывания шва" разрыва при этом достигает 1,5-3,0 км/с, величина смещения по разрыву - первых десятков метров и размер тектонического разрыва, по которому происходит смещение, - десятков и сотен метров (до 1 км). Периодичность таких импульсов (по сильным землетрясениям) составляет 100-150 лет (Назимиров, 1974). Определенная цикличность в сейсмической деятельности отмечается и службой оповещения землетрясений. Так, на Фрунзенском полигоне выявлено чередование периодов активизации с периодами относительного сейсмического затишья длительностью 8-10 лет (Грин и др., 1980).

По-видимому, такая импульсивность в развитии сейсмических явлений находит определенное объяснение в механизме формирования крупных разрывов, рассматривая который М.В.Рац (1980) выделяет четыре стадии:

1) равномерного растрескивания горных пород по всему деформируемому объему (в сейсмической характеристике это соответствует равномерному "потрескиванию");

2) ступенчатости трещин в локальных зонах, роста и слияния их друг с другом (форшоки);

3) образования и "мгновенного" разрастания магистральной трещины - образование разрыва (главный толчок землетрясения);

4) перераспределения напряжений вокруг разрыва и роста трещин оперения (афтершоки).

Образование магистральной трещины (разрыва) переводит структуру на новый иерархический уровень, начинающий развитие с нового цикла накопления напряжений. Каждая тектоническая подвижка приводит к возрастанию полной амплитуды разрыва и его длины. Между собой подвижки разделены периодами частичной релаксации и крипа. Со временем по мере разрастания разрыва в длину интервалы между подвижками увеличиваются.

Как отмечает С.И.Шерман (1977), одноактное образование протяженного разрыва - явление чрезвычайное и редкое. Протяженные разрывы растут постепенно путем проявления отдельных актов - импульсов и слияния более мелких в относительно более крупные.

Учитывая изложенное, по-видимому, не будет преувеличением считать, что импульсные тектонические движения являются одной из ос-

новых форм тектонических движений в подвижных поясах.

Еще более обычными они являются для вулканических областей в связи с широким распространением в их пределах импульсно-очаговых структур, представленных вулканическими постройками центрального типа, трубками взрыва, кальдерами, вулканическими депрессиями, субвулканическими телами магматических пород. Для объяснения условий их формирования и особенностей строения рядом геологов используются представления об импульсно-очаговом выделении энергии и волновом характере распространения напряжений в земной коре (Петров, 1988).

Последнее обстоятельство представляет интерес и в другом аспекте. Согласно А.И.Петрову, импульсные тектонические движения могут способствовать перемещению растворов в горных породах и общей дифференциации вещества в земной коре. В соответствии с этими представлениями в ближней к сейсмическому очагу зоне тектонические напряжения в горных породах под действием волн сжатия могут достигать огромных значений (до 17 кбар и более) и способны вызвать не только механическое разрушение минерального каркаса пород, но и их уплотнение, провоцировать микрогидроразрывы и миграцию подвижных фаз из зоны уплотнения. Следующая в центробежном направлении за волной сжатия волна разрежения может оказывать противоположное действие - всасывание подвижных фаз горных пород в область разрежения. С учетом того, что выделение сейсмической энергии в очаговых зонах землетрясений представляет собой длительный и многоактный процесс, суммарное воздействие осуществляемого таким образом фильтрпрессинга может оказаться значительным. По мнению А.И.Петрова (1988), описанный механизм, видимо, является основным динамическим фактором гидротермальных рудообразующих систем. Добавим, что особое значение для продуктивной деятельности минералообразующих систем он может приобрести именно в зонах многоактивных и частых, пусть даже и незначительных, сейсмических явлений, где практически непрерывно происходит "встряхивание" отдельных частей находящейся под напором гидротермальных растворов гидродинамической минералообразующей системы. Результат этого представляется достаточно очевидным: частое изменение характера гидродинамических связей в системе, непостоянство путей движения флюидных масс, следующие одно за другим нарушения термодинамического режима и физи-

ко-химического равновесия в системе, значительное ускорение минералоотложения и усложнение строения минеральных масс. Естественно, в различных глубинных и термодинамических условиях минералообразования такой механизм имеет свою специфику, в том числе и в связи с изменением характера тектонического режима.

Если иметь в виду критическую зону земной коры (до глубины 4-5 км), где образуется подавляющее число гидротермальных месторождений, то одновременно это и область развития мелкофокусных тектонических и вулканических землетрясений. Не вдаваясь в обсуждение механизма их возникновения, отметим, что как те, так и другие характеризуются частым повторением сейсмических толчков: периодичность крупных землетрясений, как отмечалось, составляет 100-150 лет, в то время как число мелких с магнитудой от 1.0 до 4.0 за это время достигает 20-30 миллионов, т.е. они следуют с периодом 22-25 с (в пределах вулканической структуры в целом). Кроме того, непосредственно в момент вулканического извержения и перед ним проявляется так называемое непрерывное вулканическое дрожание с периодом между волнами в доли секунды.

Все это позволяет считать, что механизм волновой передачи сейсмической энергии в земной коре может оказывать существенное влияние на проницаемость флюидопроводников и гидродинамику минералообразующих систем.

В качестве характерной особенности продуктивной минералообразующей системы среди прочих можно отметить постоянство путей миграции гидротермальных растворов, обеспечиваемое устойчивым положением основных флюидопроводников. Существенное значение в реализации этого, по-видимому, имеет эффект фокусирования деформаций (Константинов, 1983), согласно которому при их многоэтапном развитии разрядка тектонических напряжений и концентрация разрывов от этапа к этапу все более сужаются вблизи деформационных "фокусов": блоков или зон менее прочных пород, их контактов, более ранних разрывных нарушений, их пересечения и т.п. С одной стороны, этим обеспечивается отмечавшаяся длительная устойчивость флюидопроводников в пространстве, с другой, - создаются предпосылки и для последующих разрядок напряжений именно вдоль таких более ранних и насыщенных растворами зон.

Последнее обусловлено и тем, что повышение порового давления снижает механическую прочность горных пород ввиду уменьшения эф-

фактивного давления между зернами минералов. В итоге облегчается межзерновое проскальзывание и развитие сколовых деформаций. Показательно в этом отношении изменение механических свойств кварца — одного из "... прочнейших и наименее текучих минералов земной коры. Даже при высоких температурах и всестороннем давлении он сохраняет почти совершенную упругость и хрупкость. В присутствии воды, однако, кварц и другие очень прочные силикаты ... становятся исключительно слабыми и текучими" (Ферхуген и др., 1974, с.495).

Вряд ли имеет смысл подчеркивать, что в зонах гидротермальной минерализации этот фактор должен проявлять себя наиболее эффективно, особенно в сочетании с повышенными здесь температурами и, по-видимому, часто проявляющимися гидродарами в момент тектонических импульсов. Расклинивающее давление гидротермальных растворов при этом может оказаться выше прочности горных пород на разрыв, особенно на фронте ударной волны и в местах выклинки трещин и сужения флюидопроводников.

Результатом этого явится гидроразрыв горных пород и подновление, наращивание или возникновение новых флюидопроводников.

Во-вторых, зоны циркуляции гидротермальных растворов нередко сопровождаются метасоматическим преобразованием пород с развитием в них серицита, мусковита, глинистых минералов, карбонатов, общим увеличением их пористости и снижением механической прочности. Все это действует в том же направлении — способствует концентрации тектонических движений вдоль действующих флюидопроводников как структурно-петрофизических неоднородностей геологической среды.

Физико-химическая неоднородность горных пород в силу известных законов деформации приводит к образованию неровных, искривленных как по падению, так и простираанию трещин и разрывных нарушений. Поэтому повторные перемещения вдоль них практически всегда сопровождаются возникновением участков расширения трещин и зон дробления, приоткрывания полостей и структурного разрыхления. Это усиливает динамическую неоднородность зон минерализации, усложняет и без того пеструю картину распределения в их пределах в пространстве и во времени полей тектонических напряжений, постоянно изменяя характер и степень гидродинамической связи между отдельными частями минералообразующих систем.

Развитие гидротермального минералообразования, в том числе и ха-

раक्टर проявления стадийности, в значительной степени определяется особенностями тектонического режима соответствующих участков земной коры. В общем виде геодинамика рудоносных структур рассмотрена в работе В.И.Старостина (1988), где выделено 12 типов рудоносных структурных парагенезисов, подразделенных на 36 подтипов и 72 группы. По тектоническим режимам образования геологические структуры земной коры им подразделяются на две серии: возникших под давлением вертикальных или горизонтальных тектонических усилий. Фактической основой для выделения типов геодинамических режимов является структурный парагенезис, понимаемый как совокупность складчатых и разрывных нарушений различных типов и масштабов, возникших в результате воздействия на горные породы одного и того же тектонического режима, существовавшего в течение определенного отрезка времени (Паталаха, 1981).

В табл. 6.1 указаны основные типы геолого-тектонических режимов, определяющих структурные условия минералообразования большинства гидротермальных месторождений. Таблица не отражает типы рудомещающих структур, поэтому отсутствие в ней пликативной группы тектонических структур представляется обоснованным. В самом деле, речь идет не о структурных типах, а о геолого-тектонических режимах минералообразования. Во-вторых, в соответствии с представлениями Е.И.Паталахи (1985) складки могут рассматриваться как результат смещения блоков горных пород по разломам. Наконец, для рудных полей и месторождений, строение и локализация которых определяются пликативными структурами, в качестве обязательных элементов постоянно отмечаются разрывные нарушения, в том числе и для месторождений, локализованных в слабонарушенных слоистых толщах (Семинский и др., 1987). Поэтому можно полагать, что складки и сопровождающие их структурные осложнения являются важными рудоконтролирующими факторами, но гидродинамический режим минералообразующих систем определяется не ими, а преимущественно сквозными протяженными каналами, представляющими собой дизъюнктивы, хливажно-трещинные или взрывные структуры.

Указанные в табл. 6.1 геолого-тектонические режимы гидротермального минералообразования являются достаточно специфическими и сопровождаются формированием характерных структурных парагенезисов, состав и выражение которых во многом определяются принадлежностью к той или иной термодинамической зоне земной коры (эпи-,

мезо- или катазоне по Е.И.Паталахе).

Поскольку тектонический режим зон хрупких разломов в общем виде был рассмотрен ранее, на его детализации в дальнейшем останавливаться не будем.

Своеобразным тектоническим режимом отличаются интрузив-надэнтрузивные зоны гипабиссальных гранитоидных массивов (Осипов, 1974, 1982; Лаумулин, 1973), формирование структур которых обусловлено не только внешним тектоническим полем, но и динамикой явлений, связанных с остыванием, кристаллизацией и, как следствие этого, сокращением объема магмы. Интрузив и его надэнтрузивная зона в подобных случаях представляют единую, в известном смысле автономную и развивающуюся автодинамически систему. По имеющимся оценкам, уменьшение объема остывающей в гипабиссальных условиях гранитной магмы составляет от 8,5 до 11,5 % от первоначально занимавшегося ею объема, из которых около 3/4 приходится на усадку при кристаллизации, около 1/6 на усадку остывания расплава и 1/8 на контракцию твердых горных пород.

Такая усадка массива или отдельных его частей ведет к тому, что давление внутри него падает и в надэнтрузивной зоне создается сложная картина распределения напряжений, по-видимому, сходная с той, которая возникает над пустыми горными выработками (рис. 6.1). Взаимодействие различных групп сил над зоной пониженного давления в нагруженных сверху горных породах ведет к возникновению в них свода естественного равновесия - аркообразной напряженной "конструкции", принимающей на себя нагрузку вышележащих пород и тем самым разгружающей находящуюся под ней зону.

При достижении критических напряжений такой свод может быть разрушен и в соответствии с законами горной механики в надэнтрузивной зоне начинается сдвигание горных пород - их дробление, приоткрывание трещин, перемещение отдельных блоков, общее "разрыхление", создающее всасывающий эффект и значительно облегчающее гидроразрыв. В толщах с субгоризонтальным залеганием слоев могут возникнуть полости отслоения, усиливаемые явлениями гидроразрыва и благоприятные для рудоотложения (рис. 6.2).

Как видно из рис. 6.1, зоны максимальных напряжений приурочены к "концам" (периметру) области пониженного давления в горных породах. Если боковые породы не выдержат нагрузку вышележащих толщ и будут разрушены, это будет означать и расширение "полости" по

Таблица 6.1
Геолого-тектонические режимы гидротермального минералообразования

Тип тектонической структуры	Дизъюнктивный		Прелюциственно интъективный		Комбинированный	
	Зон хрупких разломов	Зон вязких разломов	Индузив-надвулканических зон	Вулканогенный		Взрывных структур
Тип геолого-тектонического режима	Зон хрупких разломов	Зон вязких разломов	Индузив-надвулканических зон	Вулканогенный	Взрывных структур	Комбинированный
Условия и особенности проявления режима:	Эпизона	Мезо- и катазона	Эпи- и мезозона	Эпизона	эпизона, реже мезозона	Сложное сочетание признаков различных геолого-тектонических режимов, имеющих место в соответ-
преобладающий петрофизический тип среды	Упругий, упруго-вязкий	Упруго-пластический, упруго-вязкий	упругий, упруго-вязкий, реже упруго-пластический	Упругий, упруго-вязкий	Упругий, упруго-вязкий	
повторяемость и глубь максимальных тектонических напряжений	Частая или средняя в зависимости от геолого-тектонических условий	Редкая	Частая или средняя	Частая	Частая	

<p>степень конт- растности проницаемости геологической среды</p>	<p>Высокая</p>	<p>Низкая</p>	<p>Высокая, особенно при авто- номном ра- звитии ин- трузивной тектоники и проявле- нии эксп- лозивных структур</p>	<p>Высокая</p>	<p>Высокая</p>	<p>стывшей термоди- намичес- кой зоне земной коры (для по- лихрон- ных воз- можно сочета- ние РГ- зон)</p>
<p>контрастность стадийности</p>	<p>Высокая или сред- няя</p>	<p>Низкая</p>	<p>Средняя или высо- кая</p>	<p>Высокая</p>	<p>Высокая</p>	
<p>типичные эле- менты струк- турного па- рагенезиса</p>	<p>Выраженные разломы, зоны дроб- ления, от- дельные трещины, будиная</p>	<p>Тектони- ческие швы с зо- нами при- разномно- го смятия или зоны сдвигово- го тече- ния без выражен- ных швов, кливаж, складки ламинар- ного те- чения, кристал- лизацион- ная слан- цеватость</p>	<p>Зоны тре- диновато- сти, нере- дко конце- трической или радиа- льной, кон- тракцион- ные трещи- ны, струп- туры отс- лоения, следы орекчиевые тела</p>	<p>Вулкани- кие жер- ла, кон- центри- ческие и радиальные разломы, пологие межглас- товые разломы, пласты благопри- ятных по- род (ту- фы, брек- ции)</p>	<p>многочрат- ные поли- генные брекчи,и слабые разные и аной фор- мы тела, концент- рационные радиальные трещины, структуры гидрораз- рыва</p>	

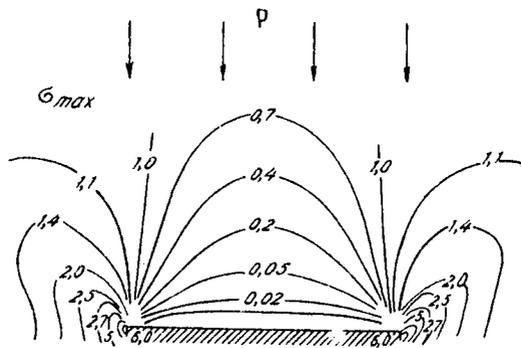


Рис. 6.1. Линии равных напряжений в толще горных пород над горизонтально протяженной горной выработкой по расчетным данным; P – давление горных пород. По А.Н.Диннику и др. (Осипов, 1982)

горизонтالي. Поэтому возникающий вслед за разрушением первого второй свод естественного равновесия окажется более широким и простирающимся выше в надапикальную зону интрузива. Зона "разрыхления" горных пород будет от цикла к циклу продвигаться вверх и в стороны от остающегося и испытывающего усадку интрузива.

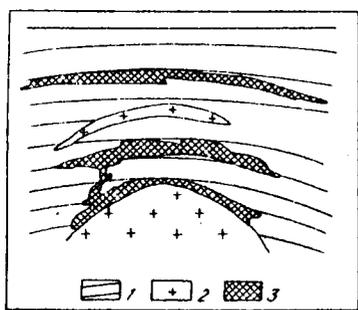


Рис. 6.2. Схема размещения вольфрам-бериллиевых рудных тел над куполовидным выступом гранитов в Нью-Мексико, по Р.Джансу и Дж.Гласу (Геологические структуры..., 1978):

1 – вмещающие породы; 2 – граниты; 3 – зоны трещиноватых пород, вмещающих оруденение

Естественно, в реальных условиях геологической среды этот процесс является более сложным, зависящим от глубины становления, состава и температуры внедрившейся магмы, её динамической активности, реологических свойств вмещающих и перекрывающих интрузив горных пород и т.д. Однако, по-видимому, в большинстве реализующих описанный механизм случаев ряд моментов остается общим и имеющим принципиально важное значение.

1. Периоды сравнительно длительного накопления напряжений в над-интрузивной зоне чередуется с моментами быстрой их разгрузки и разрушения сводов естественного равновесия, т.е. формирование структуры надинтрузивной зоны носит циклический характер.

2. Нарастание зоны "разрыхления" происходит в центробежном направлении, от контакта интрузивного тела в сторону вмещающих пород.

3. Интенсивность подсводового "разрыхления" горных пород пропорциональна величине усадки интрузивного тела, которая уменьшается по мере увеличения глубины становления массива, роста интрузирующей активности магмы, увеличения её основности и уменьшения водосодержания. Большое значение имеет также геологическое строение вмещающей интрузив толщи горных пород, их состав и физико-механические свойства.

4. Формирование автодинамических структур интрузив-надинтрузивной зоны происходит на фоне тектонического развития разломов, определяющих местоположение, форму, а нередко и внутреннее строение интрузивных массивов. Тектонический режим разлома и развитие автодинамических структур - явления в известном смысле автономные, протекающие каждый по своим законам. Однако степень их автономности различна. Как показывает опыт изучения надинтрузивных рудных полей (Структуры рудных..., 1983), при спокойном автономном развитии интрузивной тектоники преобладающий контракционный тип трещиноватости формирует контрастную структурную зональность, определяющую малую вертикальную протяженность оруденения и его преимущественно эндоконтактовую локализацию. Высокая степень тектонической трещиноватости вмещающих пород, напротив, обуславливает значительный вертикальный размах оруденения, типичный для надинтрузивных зон. Можно полагать, что развитие автодинамических структур в последнем случае оказывается подчиненным тектоническому ритму разрывных нарушений, в значительной степени определяющих и строение зон минерализации. Вследствие того, в крупных штокверковых месторождениях надинтрузивных зон главная рудолокализирующая роль принадлежит тектоническим тре-

щинам, заключающим от 70 до 90 % оруденения. В то же время раскрытие вмещающих рудные прожилки трещин в таких случаях нередко оказывается связанным с развитием автодинамических структур, в частности инъективных.

5. Интрузив-надинтрузивные зоны обладают своеобразным структурным парагенезисом, включающим наряду с линейными трещинными зонами, обусловленными внешним тектоническим полем, системы концентрических и радиальных трещин отрыва и скалывания в надинтрузивной зоне, а также пологих конформных линии контакта контракционных трещин отрыва в эндоконтовой части интрузивных тел. В ряде случаев эти системы трещин дополняются брекчиевыми телами взрывного происхождения (табл. 6.1).

6. Как следствие смещенного, для интрузив-надинтрузивных зон типичен напряженный и неустойчивый тектонический режим, отражающийся в сложном сочетании линейных структурных элементов дизъюнктивов и автодинамических структур центрального типа. Высокая насыщенность вмещающих интрузивы пород химически активными растворами, повышенные температуры и давления создают благоприятные предпосылки для развития систем трещин скола, значительно снижают предел механической прочности горных пород, особенно в условиях повышенных глубин, где в упруго-пластической среде тектонические напряжения могут реализоваться в виде многочисленных относительно мелких подвижек. В итоге происходит относительное выравнивание прочности вовлеченных в интрузивную тектонику горных пород, снижаются в пределах зоны минерализации градиенты давления, температуры и состава гидротермальных растворов. Многочисленные относительно мелкие подвижки находят вещественное выражение не столько в составе образующихся минеральных парагенезисов, сколько в строении минеральных агрегатов и их текстурных взаимоотношениях. Минерализация приобретает относительно выдержанный характер. Количество стадий и ступеней минерализации незначительно, их минеральная продукция малоконтрастна по составу. Фациальная и стадийная зональности также не отличаются контрастностью (Летувнинкас, 1988).

В месторождениях субвулканической и верхней части гипабиссальной зоны глубинности, напротив, в интрузив-надинтрузивной зоне преобладающим является упругое и упруго-вязкое состояние вмещающих пород, что определяет возможность большей концентрации тектонических напряжений, резкие их спады в момент разрушения горных

пород, меньшую протяженность зон минерализации по вертикали, относительно большую раскрытость рудовмещающих структур. Неоднородность физико-механических свойств горных пород и тектонического поля создают предпосылки для проявления многочисленных подвижек, многократно изменяющих гидродинамический режим зоны минерализации как в результате нарушения установившихся гидродинамических связей между отдельными существенно отличающимися по РТС-режиму её частями, так и в результате поступлений в зону минерализации новых растворов. Следствием этого являются увеличение числа стадий и ступеней минерализации, значительное возрастание контрастности состава соответствующих им парагенезисов, более контрастная стадийная зональность.

Образование месторождений интрузив-нацинтрузивной зоны нередко сопровождается явлениями, которые однозначно интерпретируются как взрывные (эксплозивные). Результатом их воздействия на твердые горные породы является формирование взрывных брекчиевых сооружений трубчатой, воронкообразной, дайко- или силлоподобной формы, детально описанных Г.И.Туговиком (1974). В подавляющем большинстве случаев такие взрывы являются газовыми. В качестве источников газа рассматривается магматический расплав, накапливающий его при благоприятных условиях в гребневидных выступах и куполах интрузивных тел. Не вдаваясь в механизм образования взрывных сооружений, отметим, что в их размещении обычно отмечается характерная особенность: приуроченность к участкам структурного осложнения региональных разрывных нарушений (узлам их сопряжения и пересечения, контактам разнородных пород и их пересечению разломами и т.п.) в сочетании с куполовидными гранитоидными массивами, образованными при кристаллизации богатых летучими компонентами магм.

Эксплозивные сооружения имеют различные размеры: трубы - от первых метров до сотен метров в поперечнике и до 1000-1500 м по вертикали. На глубину они простираются вплоть до интрузивных тел, с которыми связаны генетически, нередко пересекая и их внешнюю приконтактовую зону. Падение трубок крутое в сторону "материнских" куполов. Вверх по восстанию они иногда расцепляются на ряд рукавов. Известны как открытые, так и "слепые", не выходящие на дневную поверхность трубки. Прилегающие к трубкам горные породы несут выраженные следы активного динамического воздействия в радиусе до десятков и сотен метров: развитие концентрических и радиальных трещин, перемещение отдельных блоков горных пород (нередко вниз), об-

разование, так называемой, периферической брекчии. Трубки взрыва часто сопровождаются многочисленными дайками, в том числе эксплозивными, рудными жилами в окружающих породах, интенсивным метасоматическим преобразованием пород в околострубовой зоне (рис. 6.3).

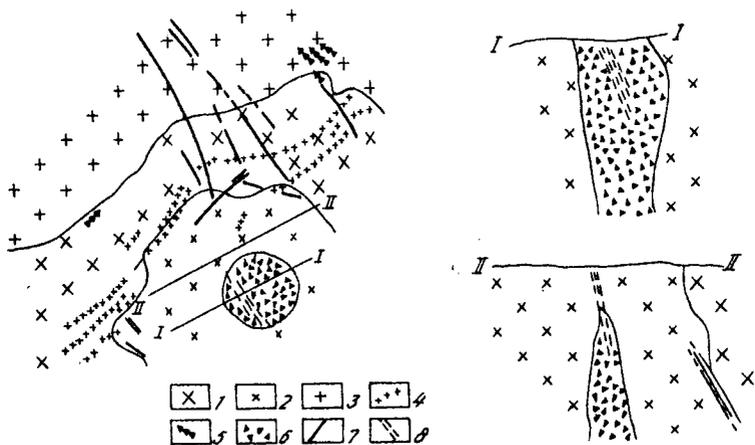


Рис. 6.3. Схема строения Еулуктаевского эксплозивного сооружения:

I - кварцевые монцонит-сиениты (палеозойские); 2 - брекчированные и мусковитизированные кварцевые монцонит-сиениты; 3 - аляскитовые граниты (мезозойские); 4 - дайки, преимущественно лампрофиров; 5 - рудно-эксплозивные дайки; 6 - полимиктовая брекчия эксплозивного сооружения; 7 - кварц-молибденитовые, кварц-гюбнеритовые и безрудные жилы; 8 - свита рудных жил (с упрощениями по Туговику Г.И., 1974)

Внутреннее выполнение трубок - полимиктовая брекчия, часто содержащая обломки как ниже-, так и вышележащих пород, сцементированная тонкоизмельченным и гидротермально преобразованным материалом. Нередко брекчия носит отчетливые следы многократного дробления. Минерализация трубок также разнообразна, практически всегда многостадийная и зональная, развивающаяся центростремительно: минеральная

продукция последующих стадий смещается к центру трубки и по её восстанию вслед за все новыми, уменьшающейся силы эксплозиями, нарастающими трубку вверх.

Эксплозивные брекчиевые сооружения – уникальные природные объекты. И не только по механизму своего образования, но и по тому значению, которое они могут иметь для понимания динамических условий гидротермального минералообразования. В данном случае для нас они интересны по двум причинам.

Во-первых, они свидетельствуют о том, что в земной коре имеются механизмы не только тектонического разрушения горных пород и создания сквозных каналов для фильтрации гидротермальных растворов. Сами растворы при определенных условиях могут активно прокладывать себе путь, являясь важным динамическим фактором развития гидротермальных систем. В самом деле, если растворы (газовые смеси) способны к механическому, взрывному разрушению горных пород, то тем более вероятны процессы развития гидроразрывов во всем их разнообразии: линейных, точечно-рассеянных, послонных, комбинированных (Поспелов, 1973).

Во-вторых, рудоносные эксплозивные сооружения прямо указывают на источник рудоносных растворов, выполняя функцию своеобразных клапанов в рудоматеринских магматических куполах при развитии в них критических явлений. Причины стадийного, прерывистого развития гидротермальной минерализации здесь, по-видимому, обнажены как нигде более. Резкое изменение проницаемости взрывных структур во времени, "дикие" перепады давления, отчетливая "порционность" поступления растворов в зону рудоотложения, параллельность рудообразования с развитием эксплозивных сооружений и подчиненность последних эволюции находящегося поблизости магматического очага, связанного сквозным каналом с зоной рудоотложения – таков не полный перечень уникальных особенностей этих образований.

Приуроченность эксплозивных сооружений к участкам структурного осложнения региональных разрывных нарушений с размещенными в них интрузивными куполами определяет напряженный тектонический режим развития минерализации. Поэтому, для него характерно все то, что отмечалось для интрузив-надинтрузивных зон, так как рудно-эксплозивные сооружения обычно располагаются именно в их пределах. Однако картина здесь осложняется периодическим проявлением взрывных явлений, не только создающих идеальные каналы для движения гидро-

терм, но и инициирующих гидроразрыв, особенно на удалении от стержневой зоны взрывных сооружений, где расклинивающее давление на стенки трещин и сообщающихся пор относительно выше (Петров, 1988). Кроме того, следует учитывать, что рудно-взрывные сооружения чаще встречаются в условиях субвулканической фации глубинности.

Совершенно иная тектоническая обстановка характерна для формирования метаморфогенно-гидротермальных месторождений, длительность образования которых сопоставима с продолжительностью этапов прогрессивного или регрессивного метаморфизма в соответствующих регионах и структурах, а количество стадий минерализации определяется числом приходящихся на этот период фаз (импульсов) тектогенеза (Летувинкас, 1983).

Как известно, многие метаморфогенно-гидротермальные месторождения связаны с развитием зонального метаморфизма, гранитизации и куполообразования (Буряк, 1986). Общая схема соотношения гранито-гнейсовых куполов и связанного с ними метаморфогенного оруденения показана на рис. 6.4. Оруденение оказывается приуроченным к зонам интенсивных пластических и разрывных деформаций на границе всплывающих гранито-гнейсовых куполов и межкупольных прогибов. В таких пограничных зонах, фактически являющихся фрагментами глубинных разломов, проявляется напряженная линейная складчатость, формируются зоны милонитизации, какиритов и брекчий, развивается кливаж и кристаллизационная сланцеватость, т.е. возникает типично динамометаморфический структурный парагенезис. Одновременно они являются и зонами повышенной проницаемости, "дренирующими" глубинные области этих структур, генерирующие метаморфогенные растворы. Поднимаясь вдоль зон повышенной проницаемости вверх, растворы испытывают физико-химические превращения, экстрагируют и переотлагают рудные элементы, в благоприятной обстановке образуя промышленные рудные тела.

Естественно, такая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования предполагает приуроченность рудных тел к зонам максимальной проницаемости метаморфизируемых пород и максимальной тектонической активности. Как отмечает В.А.Буряк (1986), развитие гранито-гнейсовых куполов и связанного с ними оруденения протекало "непрерывно-прерывисто на фоне многократно проявляющихся тектонических импульсов и деформаций". Наличие внутриминерализационных деформаций и многочисленных генераций минералов считается харак-

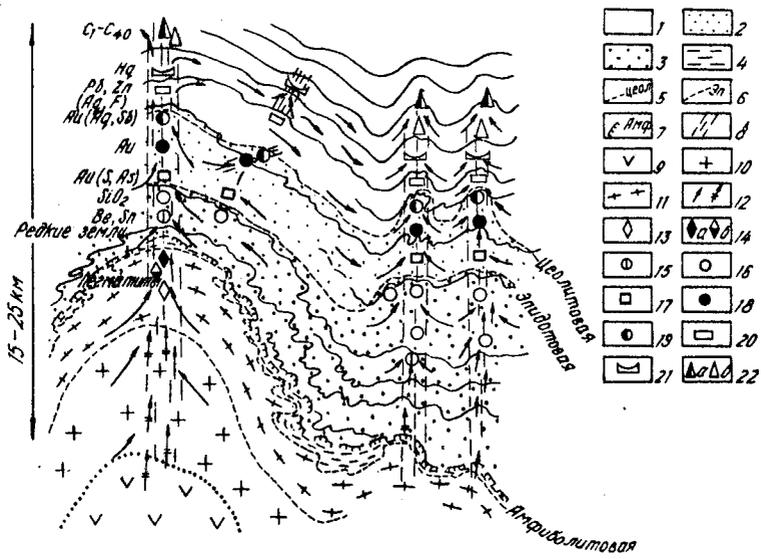


Рис. 6.4. Принципиальная схема формирования гранито-гнейсового купола и метаморфогенного оруденения (по Буряку В.А., 1986):

1-4 - вмещающие породы, различные по степени метаморфизма, в том числе осадочные и магматические: 1 - неметаморфизованные; фаций: 2 - цеолитовой и зеленосланцевой, 3 - эпидот-амфиболитовой, 4 - амфиболитовой; 5-7 - границы метаморфических фаций: 5 - цеолитовой, 6 - эпидот-амфиболитовой, 7 - амфиболитовой; 8 - глубинные зоны повышенной проницаемости; 9-11 - магматические породы: 9 - основного состава (тыловая часть магматической колонны), 10 - гранитоиды биотитовые, роговообманковые, 11 - гранит-пегматиты, пегматиты, мигматиты; 12 - направления и пути миграции флюидов: (а - глубинных, б - коровых, автохтонных); 13 - керамические пегматиты; 14 - слюдоносные пегматиты (а - флогопитовые, б - мусковитовые); 15 - редкометальное оруденение; 16 - безрудные и хрусталеносные кварцевые жилы; золотое оруденение; 17 - прожилково-вкрапленное кварц-сульфидное с подчиненным кварц-жильным, 18 - преимущественно кварц-жильное; 19 - золото-серебряное оруденение; месторождения: 20 - свинцово-цинковые, 21 - ртутные, 22 - углеводородов (а - нефти, б - газа)

терными особенностями этого типа оруденения, в развитии которого нередко отмечаются две "волны" растворов: натриевая с сидерофильной и халькофильной минерализацией и калиевая с литофильной редкометалльной.

В метаморфогенно-гидротермальных месторождениях железо-урановых формации также выявлена эволюция состава минералообразующих растворов, когда изначально кислые растворы стадии раннего железисто-го метасоматоза дважды испытывают ощелачивание и завершают процесс, вновь будучи кислыми. Такое многократное изменение химизма растворов объясняется "... снижением температуры и потерей при вскипании части углекислоты. Понижение температуры приводит к увеличению активности более слабых оснований и к широкому развитию процессов карбонатизации. С потерей углекислоты связано увеличение щелочности флюида... Давление и содержание во флюиде углекислоты могут вновь возрасти за счет поступления из глубины новых порций растворов" (Белевцев и др., 1972, с. III-II3).

П.Ф.Иванкин и Н.И.Назарова (1988) в образовании метаморфогенно-гидротермальных месторождений в углеродистых метапелитах также выделяют ряд стадий, в основе которых находится смена состава растворов, следующая за тектоническими подвижками различной силы.

Не умножая примеры, можно заключить, что и для данного типа месторождений ответственными за смену состава растворов являются тектонические подвижки. Естественно, тектонический режим здесь был существенно иным, как и преобладающий петрофизический тип среды гидротермального рудообразования (табл. 6.I), во всяком случае, в средних и нижних частях соответствующих зон динамометаморфизма.

§ 6.2. Тектоника и термодинамический режим минералообразования

Как известно, среди причин, вызывающих осаждение минеральных компонентов из растворов, важное значение принадлежит температуре, давлению, pH и составу минералообразующих растворов. Общие тенденции их изменения в ходе развития гидротермальных систем достаточно известны. Однако в связи с обсуждаемым здесь вопросом стадийности минералообразования определенный интерес представляет прослеживаемое возможное влияние тектоники на указанные параметры.

В случаях, когда тектонические подвижки сопровождаются дроблением горных пород, образованием трещин или иными явлениями, ведущими к резкому приращению их пористости, реализуются процессы адиабатического расширения. Для минералообразующих систем это может иметь несколько последствий.

Во-первых, при значительных приращениях свободного объема адиабатическое расширение может привести к местному снижению температуры на десятки градусов (Долгов, 1989).

Во-вторых, связанная с этим декомпрессия стимулирует перемещение (всасывание) в область адиабатического расширения как гидротермальных растворов из сопряженных флюидопроводников, так и поровых растворов горных пород. Проникая в охлажденную область адиабатического расширения, такие растворы могут быстро освобождаться от растворенного в них вещества.

В-третьих, резкий спад давления может привести к гетерогенизации, вскипанию и дегазации гидротермальных растворов. Так как среди растворенных газовых компонентов в значительных количествах обычно присутствует CO_2 , его выделение в газовую фазу сопровождается повышением pH растворов, иногда весьма существенным, и ростом активности щелочных металлов. Так возникает, в частности, характерная ассоциация калиевых метасоматитов с адуляром в близповерхностных золото-серебряных месторождениях (Портнов и др., 1987).

В-четвертых, дегазация растворов может сопровождаться распадом комплексных соединений, имеющих в качестве аддендов уголекислоту и другие легколетучие компоненты.

Таким образом, тектонический фактор может оказаться своеобразным спусковым механизмом взаимосвязанных явлений, в конечном счете ведущих к осаждению минерального вещества из растворов. Если такие вспышки тектонической активности проявляются на фоне эволюции определенной "порции" гидротермального раствора, общая картина изменения его параметров усложняется, в том числе и неоднократным их ощелачиванием (в итоге одnogорбая кривая эволюция pH на рис. 3.2 становится двугорбой, трехгорбой и т.д.).

Фильтрация гидротермальных растворов по флюидопроводникам сопровождается конвективным переносом тепла и общим разогревом зоны минерализации. При этом существенное значение на развитие минерализации и состав возникающих здесь парагенезисов оказывают температурные градиенты. Как известно, в зависимости от геологических

условий они составляют от единиц до первых десятков градусов на 100 м. При этом обращает на себя внимание то, что градиенты температур в направлении оси гидротермального потока значительно ниже, чем вкрест зоны минерализации, что, с одной стороны, подчеркивает значение конвективного переноса тепла растворами, с другой, — в известной степени объясняет большую изменчивость состава парагенезисов вкрест зон минерализации. Кроме того, следует иметь в виду, что фильтрация горячих растворов из зоны флюидопроводника в боковые породы может быть затруднена частым повторением явлений декомпрессии, когда в течение определенного времени происходит "всасывание" поровых растворов боковых пород в полости флюидопроводников.

Численное моделирование распределения температур при восходящем движении гидротермальных растворов по флюидопроводнику (Пэк и др., 1987) показало, что более быстрый разогрев зоны разлома в сравнении с боковыми породами обусловлен большой скоростью фильтрации вдоль него растворов. При этом со временем вертикальные градиенты температуры в зоне разлома уменьшаются, а над разломом, в области его выклинивания ("рассеяния") — наоборот, заметно увеличивается. Следствием такого распределения градиентов температуры может быть, во-первых, более контрастная фациальная зональность у парагенезисов ранних стадий минерализации непосредственно в зоне разлома и, наоборот поздних — в области выклинивания разлома по восстанию. Во-вторых, прифронтальная часть зоны минерализации, связанной с выраженным флюидопроводником на глубине, окажется зоной максимальных температурных градиентов и наиболее интенсивного развития минерализации относительно поздних стадий. Как известно, в большинстве жильных рудных полей это находит реальное подтверждение.

§ 6.3. Тектоника и физико-химическая эволюция минералообразующих растворов

По-видимому, наиболее общими геологическими процессами в земной коре являются процессы тектонические, интегрально отражающие эволюцию планетного вещества. В известном смысле они составляют тот фон, на котором развиваются магматизм, минерало- и рудообра-

зование. Если иметь в виду крупные участки земной коры, то отчетливо видно, что тектонические процессы являются непрерывными в пространстве и времени, в то время как рудообразование дискретно и охваченные им объемы земного вещества в сравнении с вовлеченными в тектонические процессы ничтожны.

С другой стороны, эволюция гидротермального минералообразования независимо от тектонической обстановки в том или ином районе является однонаправленной: от высокотемпературных парагенезисов к низкотемпературным, от слабощелочных или нейтральных растворов к кислым и затем нейтральным, от оксидов к сульфидам и затем карбонатам и т.п. Это именно то, что Л.Н.Овчинников (1988) назвал "универсальным ходом гидротермального процесса". В общем и целом он независим от тектонических процессов и в том интервале температур и глубин, где он себя проявляет, развивается относительно стандартно.

Несколько иной представляется ситуация при более близком рассмотрении этих двух групп геологических процессов, например, непосредственно в пределах зоны гидротермального минералообразования. Оказывается, тектонические подвижки могут самым непосредственным образом влиять на ход конкретного процесса минералоотложения, а насыщение зоны повышенной проницаемости агрессивными горячими растворами, находящимися под значительным давлением, существенно изменить прочностные показатели горных пород и провоцировать усиление тектонической активности зоны минерализации. Гидроразрыв может быть инициирован импульсными тектоническими процессами, а резкая декомпрессия при очередной тектонической подвижке-привести к расслоению (дегазации) гидротермального раствора, завершающемуся взрывными явлениями или выпадением содержащегося в растворе минерального вещества.

Не менее интересные и тесные связи можно было бы проследить и между тектоникой, с одной стороны, и зарождением устойчивых потоков гидротермальных растворов, с другой. Причем независимо от их происхождения. Для магматогенных растворов это будет взаимосвязь тектоники и мобилизации магматических дистиллятов при вскрытии области их накопления зонами повышенной проницаемости, для метаморфогенных растворов - поддержание повышенной тектонической активностью достаточной проницаемости линейно-трещинных и кливажных структур, дренирующих области формирования метаморфогенных рас-

воров, для активизированных магматизмом или иными процессами захороненных вод осадочных пород - создание условий для возникновения и длительного существования их устойчивых потоков, так или иначе связанных с изменением тектонического режима в "материнских" или подстилающих толщах.

Таким образом, говоря о гидротермальном рудообразовании, в известном смысле идеализируя и схематизируя его можно представить себе два самостоятельных и параллельно развивающихся в земной коре процесса: тектонические движения, непрерывно и импульсивно формирующие структуру соответствующих участков земной коры, и дифференциацию её вещества, в локальных участках приводящую к аномально высокой концентрации значительных количеств легкоподвижных субстанций - газовых и жидких растворов. Последние, будучи вскрытыми зонами высокой проницаемости горных пород, в дальнейшем выступают как источники гидротермальных растворов, области питания. Если при этом создается устойчиво существующий градиент давления, начинается фильтрация растворов по флюидопроводникам и возникает гидротермальная минералообразующая система. С этого момента в системе развитие тектоники и эволюция фильтрующихся гидротермальных растворов тесно связаны при ведущей роли тектонического фактора, определяющего прежде всего режим фильтрации. Эволюция состава, физико-химических характеристик и термодинамического состояния растворов оказываются тесно привязанными к режиму фильтрации, определяющему не только особенности саморазвития гидротермальных растворов, но и характер их взаимодействия с окружающей геологической средой.

Эволюционное развитие фильтрующихся растворов (гидротермального потока) может прерываться тектоническими подвижками, ведущими к более или менее резко выраженной перестройке гидродинамики потока, изменению режима фильтрации, смещению растворов из разных частей (уровней) гидротермальной системы или с вновь проникающими из области питания и, как следствие этого, смене минеральных парагенезисов или состава образующихся минералов. Принципиально важным здесь представляется тот факт, что "вмешательство" тектоники не отменяет известных законов эволюции гидротермальных растворов, оно их усложняет, порой поворачивая события вспять (реюинация, смена режимов Рн и т.п.).

Древние говорили, что в одну реку нельзя войти дважды. Вряд ли

больше шансов имеется и у повторных проникновений дренирующих структур в области питания застать растворы одного и того же состава. Особенно вероятно это для незначительных по объему и поэтому быстрее эволюционирующих источников питания. Если иметь в виду магматогенные гидротермальные месторождения, то в отношении их такая точка зрения была высказана еще в 1937 г. С.С.Смирновым. Что касается других типов гидротермальных месторождений, то в этом отношении от магматогенных их отличает лишь природа источника растворов, а также причины и режим возобновления проницаемости дренирующих их структур.

В заключение подчеркнем еще одно, имеющее большое практическое значение обстоятельство – тектоническими подвижками, изменяющими пути фильтрации рудоносных растворов, единая в генетическом отношении минерализация может разобщаться пространственно. В таких случаях минеральная продукция, принадлежащая различным ступеням или стадиям минерализации, локализуется пространственно обособленно, в соответствии с положением действовавших в соответствующий интервал времени флюидопроводников. Возникает хорошо известная на многих гидротермальных месторождениях стадийная зональность.

§ 6.4. Стадийность и геологические условия минералообразования

Как известно, важным классификационным признаком гидротермальных месторождений является глубина их образования, в связи с чем выделяются два больших класса месторождений: плутоногенные и вулканогенные. Принадлежащие к ним месторождения отличаются по ряду признаков: фациальному типу материнских магматических пород, характеру основных рудовмещающих структур, вертикальной протяженности оруденения в месторождениях, составу ведущих минеральных парагенезисов руд и измененных оклорудных пород, контрастности проявления зональности, типоморфным рудным формациям и др. Естественно, типичные представители этих классов месторождений имеют существенные отличия и по характеру проявления в них стадийности минерализации.

Основными причинами таких различий являются геологические условия формирования месторождений, находящие отражение в тектоническом режиме рудоконтролирующих структур, напряженности и градиентах РТС-параметров рудообразования.

Плутоногенные месторождения, образующиеся на глубинах от 1,0–1,5 км до 5 км, отличаются более выдержанным режимом минералообразования, меньшими градиентами температуры, давления и концентрации рудообразующих растворов (в пространстве и во времени), относительно меньшей анизотропностью среды, большей длительностью отдельных периодов (ступеней, стадий) и всего процесса минералообразования, относительно меньшей открытостью среды рудообразования, значительной структурообразующей ролью интрузивов и создаваемого ими теплового поля, активным влиянием состава вмещающих пород.

Менее глубинные вулканогенные месторождения отличает относительно большая проницаемость среды рудообразования (разломы хрупкого разрушения, брекчии, наслоение вулканических пород, в том числе пористых туфов, структурно нарушенные контакты некков и экструзивных тел, трубки взрыва, системы крутых концентрических и радиальных трещин), большая открытость системы, более высокие значения РТС-градиентов, относительная скоротечность минералообразования и меньшее влияние на его ход состава вмещающих пород. В качестве важного фактора вулканогенного, как и вообще малоглубинного, минералообразования следует назвать вовлечение в него вадозовых вод, составляющих до 70–90 % объема гидротермальных растворов. Как следствие этого существенным фактором минералоотложения становится Eh растворов.

Приведенный далеко неполный перечень особенностей плутоногенного и вулканогенного рудообразования, в принципе, достаточно убедительно показывает, что и характер проявления стадийности в этих классах месторождений должен существенно отличаться. Причем это справедливо не только в отношении упомянутых классов месторождений, но и для всех других случаев, когда геологические условия их образования существенно отличаются.

Так, в коллективном труде известных геологов-рудников (Стадийность минерализации..., 1979) показано, что проявление стадийности минерализации в значительной степени определяется геотектонической позицией месторождений. Для олово-вольфрамовых грейзеновых и кварцево-жильных, сульфидно-вольфрамовых, скарново-сульфидно-шеелитовых, кварцево- и силикатно-касситеритовых, некоторых полиметаллических и флюоритовых месторождений, развитых в пределах щитов и древних платформ, характерна слабоконтрастная зональность оруденения, сформированного в I–2 стадии минерализации (для скарновых – три). Анало-

гичные месторождения орогенного этапа складчатых областей герцинского и мезозойского возраста нередко обладают классически выраженной зональностью и формируются в течение 3-5 и более стадий минерализации. В областях тектоно-магматической активизации герцинской и мезозойской эпох месторождения указанных групп, как правило, многостадийные и с достаточно контрастной горизонтальной и вертикальной зональностью. Более того, здесь иногда оказывается совмещенной эндогенная минерализация различных геологических эпох с образованием полициклических месторождений, время формирования которых растягивается на сотни миллионов лет (в месторождении Сулливан оловянная минерализация наложена на стратиформное свинцово-цинковое месторождение с разрывом во времени около 500 млн. лет).

Существенно и то, что в приводившемся ряду месторождений от древних щитов и платформ до зон тектоно-магматической активизации закономерно уменьшается глубина их образования: крупные гранитоидные плутоны с пегматитами (нижняя часть гипабиссальной зоны глубинности) - гипабиссальные интрузивы и вулканоплутонические комплексы гранитоидов - гипабиссальные или близповерхностные гранитоиды, нередко сопровождаемые дайковым комплексом пестрого состава.

В качестве общего вывода в указанной работе отмечается, что "... по мере перехода от древних щитов и платформ к областям активизации наблюдается общее усложнение не только элементного и минерального состава руд месторождений, но и всей динамики их формирования - увеличивается число стадий минерализации, возрастает количество продуктивных стадий, отмечается сопряженность магматических и постмагматических процессов, выражающихся в образовании многократных внутриминерализационных даек изверженных пород, возникает разнообразная по типу и генезису эндогенная зональность оруденения.

... широкая вариация состава постмагматических растворов и общее усложнение динамики формирования месторождений, несомненно, обусловлены беспокойным тектоническим режимом наиболее подвижных зон земной коры - геосинклинально-складчатых областей и областей ТМА консолидированных структур" (с. 295-296).

Таким образом, независимо от подхода к выявлению особенностей проявления стадийности в гидротермальных месторождениях общий вывод остается неизменным: стадийность как геологическое явление обусловлена прерывистостью процесса минералообразования, теснейшим образом связанной с тектоническим режимом зон минерализации. Общая

характеристика важнейших из них приводилась в табл. 6.I.

Как отмечалось, стадийность гидротермальной минерализации, развивающейся в различных геологических условиях, отличается контрастностью проявления, понимаемой как степень различия между парагенезисами смежных ступеней или стадий минерализации. В общем случае последнее определяется возникающими в ходе минералоотложения градиентами основных параметров минералообразования. В виде схемы это изображено на рис. 6.5, где учтено также влияние тектонического режима зон минерализации.

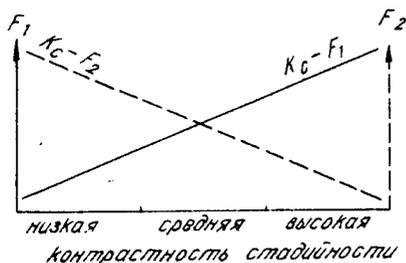


Рис. 6.5. Зависимость контрастности стадийности K_c от факторов минералообразования F_1 и F_2 :

F_1 - скорость физико-химической эволюции растворов, степень открытости среды минералообразования, степень контрастности проницаемости геологической среды, относительная длитель-

ность ступеней и стадий минерализации; F_2 - глубинность минералообразования, время проявления минерализации от её начала

Примерами месторождений с достаточно высокой контрастностью стадийности могут быть скарновые железорудные или медные (магнетитовая и сульфидно-карбонатная стадии), некоторые силикатно-касситеритовые (Рудное с резкой сменой продуктивной кварц-касситеритовой стадии с хлоритом и турмалином ранней сульфидной стадией с преобладанием арсенопирита, пирротина и халькопирита и затем полиметаллической со сфалеритом и галенитом) или золоторудные (Дарасунское со стадиями кварц-турмалиновой, кварц-пиритовой, пирит-арсенопиритовой, галенит-сфалеритовой и др.). Малоконтрастная стадийность характерна, например, для стратиформных месторождений сурьмы и ртути, ряда турмалин-касситеритовых месторождений Ломсомольского района, плутоногенных золоторудных типа Колар, метаморфогенно-гидротермальных железо-урановых и др.

Рассматривая стадийность минерализации как геологическое явление, по-видимому, следует иметь в виду и ту противоречивую ситуацию, которая сложилась в её понимании.

Во-первых, известна стадийность эволюционная я, например, ранняя щелочная, кислотного выщелачивания, поздняя щелочная и заключительная нейтральная стадии, по Д.С.Коржинскому или стадийность, обусловленная импульсами приращения кислотности в точках полиморфного преобразования воды, по Л.Н.Обвинникову. Такую стадийность эволюции минералообразующих растворов при отсутствии помех извне можно наблюдать для каждого их потока ("порции").

Во-вторых, известна стадийность тектоническая я, обусловленная неравномерным, прерывистым поступлением в зону рудоотложения минералообразующих растворов, вызванным периодическим изменением проницаемости флюидопроводников в связи с проявлением импульсов тектонической активности. Такая стадийность практически всегда оказывается комбинированной, так как она не исключает, а напротив, предполагает и эволюцию растворов на путях их фильтрации, равно как и в тех очагах, которые являются областями питания гидротермальных минералообразующих систем. При этом природа таких очагов и источник рудообразующих элементов принципиального значения не имеют. Гораздо важнее их "мощность", определяющая постоянство или темпы эволюции состава и свойств отцедряющихся растворов. При этом каждый их поток (порция) по мере падения температуры проходит полный цикл эволюции свойств и состава. В случае проявления повторных тектонических подвижек, ведущих к появлению нового потока растворов, такие циклы могут оказаться неполными, редуцированными.

§ 6.5. Общие выводы

1. Одним из основных факторов, контролирующих гидротермальное минералообразование, является фактор структурно-тектонический, определяющий не только пути фильтрации растворов, но в значительной степени и гидродинамику их потоков.

2. Тектоническим движениям на всех уровнях гидротермального рудообразования и для всех геологических режимов присуща импульсив-

ность проявления с широким спектром их энергетических показателей, тесно связанных с механизмом и геологическими условиями осуществления деформаций. Значительную роль при этом играет проникновение в зоны разломов интрузивных масс, сопровождающихся развитием автодинамических структур, а их насыщение активными растворами усиливает эффект фокусирования деформаций в связи с увеличением порового давления, развитием механически слабых гидротермальных минералов и увеличением контрастности физико-механических свойств горных пород.

3. Явления дилатансии ("разрыхления") и адиабатического расширения могут существенно отразиться на состоянии гидротермальных систем в связи с резким местным падением температуры растворов, их дегазацией и вскипанием, резкими перепадами pH, усилением поступления в зону декомпрессии гидротермальных и поровых растворов боковых пород, потерей устойчивости химическими соединениями и, как следствие, осаждением из растворов минерального вещества.

4. Развитие тектоники и эволюция гидротермальных минералообразующих растворов - самостоятельные и независимые в земной коре процессы. Однако это не относится к гидротермальным рудообразующим системам, где эволюция минералообразующих растворов тесно связана с тектоническим режимом зон минерализации. Активизация тектоники влечет за собой увеличение проницаемости флюидопроводников и оживление минералотложения, отмечаемое как соответствующего ранга период минерализации.

5. Стадийность гидротермального минералообразования, понимаемая как его прерывистость, обусловлена изменением проницаемости флюидопроводников и отражает, с одной стороны, эволюцию изначального состава растворов непосредственно в области питания гидротермальной системы, с другой, - их эволюцию за пределами этой области. И та и другая развиваются на фоне снижения температуры, являются однонаправленными и ведут к известной универсальности хода гидротермального процесса.

6. Контрастность стадийности минерализации определяется геолого-тектоническим режимом зон её проявления.

7. Целесообразно различать два типа стадийности гидротермального минералообразования:

а) эволюционную, связанную с саморазвитием растворов на путях их фильтрации и в зоне минералотложения и

б) тектоническую, обусловленную неравномерным, прерывистым поступлением минералообразующих растворов в зону рудоотложения в связи с периодическим изменением проницаемости флюидопроводников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные аспекты стадийности гидротермального минералообразования показывают большую сложность и многогранность этого явления, имеющего важное значение как для выяснения закономерностей размещения оруденения в пространстве и изучения его зональности, так и для правильного понимания условий рудообразования вообще. Стадийность минерализации является следствием циклически-прерывистого развития рудно-магматических систем и находит объективное отражение в пространственном размещении, взаимоотношениях и особенностях состава возникающих в ходе рудогенеза минеральных агрегатов, парагенезисов и отдельных минералов, в особенностях состава и размещения измененных околорудных пород и т.д. Изучение стадийности минералообразования не может сводиться лишь к выявлению тектонических перерывов и выделению на этой основе стадий минерализации.

Важнейшими критериями стадийности гидротермального минералообразования следует считать различие одновременных, частично или полностью пространственно различных минеральных ассоциаций постоянного состава и выдержанных возрастных соотношений на площади всего месторождения с соответствующей им циклическостью кислотно-основной дифференциации минералообразующих растворов. Существенное значение в ряде случаев, кроме того, могут иметь взаимоотношение оруденения и изменение плана деформации, резкие скачкообразные изменения температуры, давления и ряда физико-химических параметров в зоне минералоотложения.

Группа минеральных парагенезисов (минеральный комплекс), возникающих в течение одной стадии минерализации, связана с деятельностью одного дифференцированного по кислотности-щелочности потока гидротермальных растворов, прерывистость поступления которых в зону рудоотложения в связи с проявлением тектонических подвижек в рудоподводящих структурах обуславливает и прерывистость минералообразования, отражающуюся в выделяемых по ряду признаков ступенях минерализации. Мелкие пульсации в минералонакоплении, связанные с проявлением тектонических подвижек среди рудомещающих структур и не нарушающие условий равновесного минералоотложения, отражаются в ритмах минерализации.

Более крупные, чем стадия минерализации, периоды минералонакоп-

ления могут быть выделены по признаку их связи с магматическими образованиями. Продукты минералообразования, связанного со становлением отдельных магматических тел или фаз сложных магматических комплексов, относятся к одному этапу минерализации, связанные с формированием многофазного магматического комплекса — к эпохе минерализации. Эпохи и этапы минерализации являются таксономическими единицами более мелкими, чем металлогенические эпохи и этапы. Последние соответствуют отдельным тектоно-магматическим циклам или их частям (этапам и стадиям).

Выявление возрастных соотношений минеральных агрегатов как одного из важнейших критериев стадийности минерализации в ряде случаев сильно осложняется развитием внутрирудного метасоматоза и проявлением фациальной зональности минералоотложения. Значение этих осложняющих факторов особенно велико в месторождениях, формирующихся на значительных глубинах и при существенном участии явлений метасоматоза. С другой стороны, внутрирудный метасоматоз как свидетельство неравновесности минералообразующих растворов с ранее отложенным минеральным веществом может и должен использоваться в качестве критерия одновременности отложения минеральных агрегатов.

Относительный идиоморфизм минеральных индивидов как критерий их возрастных взаимоотношений может использоваться лишь при условии проведения достаточных онтогенетических исследований, так как правило "чем идиоморфнее, тем раньше" по отношению к метакристаллам неприменимо. Достаточно уверенное выявление метакристаллов возможно на основе комплекса признаков, учитывающих особенности распределения в породах и рудах, внутреннее строение, степень идиоморфизма, морфологию и относительные размеры их индивидов.

Исключительно важное значение при изучении стадийности минералообразования имеет исследование минеральных парагенезисов как совокупности близкосоизоморфно образующихся и равновесных минералов. Методической основой таких исследований является разработанный советскими геологами (Д.С.Коржинский и др.) парагенетический анализ, использование которого во всех случаях должно исходить из специфики объекта. Применительно к минеральным месторождениям это означает необходимость учитывать прежде всего: 1) большое непостоянство термодинамических и физико-химических условий минералообразования; 2) не одновременное, а обычно последовательное с некоторым перекрытием во времени отложение большей части минералов; 3) широкое развитие вну-

трирудного метасоматоза и неравновесных соотношений минералов; 4) широкую распространенность индифферентных минералов; 5) обычность явлений многократной перекристаллизации и перегруппировки минерального вещества; 6) чувствительность большинства рудных и жильных минералов к гидротермальному метаморфизму, т.е. сравнительно редкую сохранность их агрегатов и парагенезисов в первоначальном виде.

Сложность пространственных и временных соотношений минералов и их парагенезисов в природных объектах обычно для достижения большей наглядности вынуждает исследователя схематизировать процесс минералообразования. При этом методически важно установить оптимальный уровень обобщения, "отфильтровать" типичное от случайного, кажущегося и сомнительного (исключить информационный шум). Этой цели хорошо служит составление схем парагенезисов, насыщаемых сообразно ситуации разносторонней информацией. Составление парагенетических схем минералообразования предполагает определенную последовательность операций, постепенно приближающих исследователя к пониманию генетической сути явления.

В общем виде в этой работе можно рекомендовать следующий порядок: выделение минеральных агрегатов – составление схем их возрастных соотношений – последовательное выделение минеральных парагенезисов, стадий (ступеней) минерализации, генераций минералов, их зарождений и, наконец, ритмов минерализации.

Принципиальным здесь является то, что выделению генераций минералов предшествует идентификация минеральных парагенезисов, а не наоборот. Недопустимо обосновывать генерации минералов исходя только из различий физических или иных свойств их разновидностей. Генерация минерала – понятие временное, поэтому различные генерации, как правило, принадлежат разновозрастным минеральным парагенезисам или их фециальным рядам. Исходя из этого в практике парагенетического анализа продуктов гидротермального минералообразования допускается выделение генераций минералов не только на основании факта перерывов в росте его индивидов и доказанности синхронности выделяемых генераций в различных частях изучаемого объекта. В реальной ситуации исследования значительных по размерам рудных тел и месторождений выделение генераций минералов может производиться на основании синхронизации минеральных парагенезисов как носителей этих генераций.

Опаснейшее явление в современной геологии - отрыв исследователя от природы, вещества, объекта, оперирование понятиями, а не фактами. Поэтому физико-химический анализ парагенезисов как один из важнейших методов их изучения непременно должен опираться на детальные исследования вещественного состава руд и связанных с ними новообразований и учитывать общие закономерности развития минерализации в конкретных геологических условиях.

Сложнейшую проблему парагенетического анализа представляет синхронизация пространственно разобценных актов минералообразования, которая относительно удовлетворительно в рамках месторождений решается пока только на уровне минеральных комплексов и групп, редко - парагенезисов.

Стадийность гидротермального минералообразования представляет общегеологическое явление, присущее всем генетическим типам природных гидротермальных систем. Объединяющим моментом в данном случае является факт развития минерализации на фоне тектонических процессов, имеющих, как правило, импульсивный характер. Многое в этом процессе определяется типом геолого-тектонического режима гидротермального минералообразования, оказывающего весьма значительное влияние на эволюцию термодинамических и физико-химических параметров гидротермальных систем. При этом активизация тектоники во всех случаях выступает как фактор, с одной стороны, увеличивающий общую проницаемость флюидопроводников, с другой, - нарушающий физико-химическое равновесие в гидротермальных растворах и стимулирующий минералотложение, а в конечном итоге - несущий основную ответственность за прерывистость минерализации и стадийность гидротермального процесса оруденения.

Рассмотренные в работе аспекты стадийности минералообразования далеко не охватывают все многообразие этого сложного природного явления, тем более, что в каждой конкретной геологической ситуации оно имеет свое самостоятельное выражение. Несмотря на это, для сходных геологических условий по ряду признаков в большинстве случаев представляется возможным наметить на общем фоне направленное развитие минерализации характерную цикличность повторения ряда сопровождающих ее явлений, которая наиболее удовлетворительно объяснение находит в предположении прерывистости, повторного возобновления течения процесса. Выявление в строении минерального вещества признаков таких перерывов, их систематизация, увязка с геологической ситуацией и дешифрирование скрытой в них генетической информации и составляет одну из важнейших задач изучения гидротермальной минерализации.

Литература

Андерсон Е.Б., Лобиков А.Ф., Маркова Т.А., Никитин С.А. О длительности гидротермального этапа уранового рудообразования //Изотоп. геохимия процесса рудообразования. М., 1988. С.92-99.

Бакулин Ю.И. О сущности прерывисто-пульсационного процесса формирования оловорудных месторождений //Металлогения олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С.94-104.

Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1961. 360 с.

Барабанов В.Ф. Генетическая минералогия. Л.: Недра. 1977. 327 с.

Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 318 с.

Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев: Наук.думка, 1972. 229 с.

Бетехтин А.Г. О влиянии серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах //Изв.АН СССР. Сер.геол. 1949. № 3. С.3-26.

Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования //Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С.125-278.

Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 559 с.

Бетехтин А.Г. О стадиях минерализации в эндогенных рудных месторождениях. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов //Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М., 1958. Гл.15,16. С.329-368.

Билибин Ю.А. Общие принципы металлогенических исследований //Изв. АН СССР. Сер.геол. 1947. № 5. С.95-112.

Булах А.Г. Методы термодинамики в минералогии. Л.: Недра. 1-е изд., 1968. 175 с. 2-е изд., 1974. 184 с.

Буряк В.А. Роль гранито-гнейсовых куполов в размещении метаморфогенных месторождений //Белевцев Я.Н., Буряк В.А., Кулиш Е.А. и др. Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений. Киев: Наук.думка. 1986. Гл.6. С.69-87.

Вахромеев С.А. Руководство по минераграфии. Иркутское книжное изд-во, 1956. 264 с.

Вернадский В.И. История минералов земной коры. Химтехиздат, 1923. Т.1. Вып.1. 318 с.

Виноградов А.П., Тарасов Л.С., Зыков С.И. Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана //Геохимия. 1957. № I. С.3-22.

Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. 252 с.

Геологическая среда и структурные условия гидротермального минералообразования / Сафонов Ю.Г., Пэк А.А., Лукин Л.И., Малиновский Е.П. М.: Наука, 1982. 222 с.

Геологические структуры эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1978. 240 с.

Гинзбург А.И., Кузьмин В.И., Сидоренко Г.А. Минералогические исследования в практике геологоразведочных работ. М.: Недра, 1981. 237 с.

Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения //Смирнов В.И., Годлевский М.Н., Никитин В.Д. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. Гл.3. С.152-219.

Годлевский М.Н. Методика составления физико-химических диаграмм. М.: Недра, 1965. 89 с.

Голубев В.С., Шарاپов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 280 с.

Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 208 с.

Горная энциклопедия. М.: Советская энциклопедия. 1986. Т.2.578 с.

Григорчук Г.Ю. О стадиях минерализации //Минералог. сборник Львов ун-та. 1965. № 19. Вып.2. С.141-152.

Григорчук Г.Ю. К вопросу о критериях стадийности гидротермального минералообразования //Зап.Всес.минерал.об-ва. 1980. Ч.109, № 4. С.396-411.

Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львов ун-та, 1961. 284 с.

Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов (индивиды). М.: Наука, 1975. 340 с.

Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1987. 408 с.

Грин В.П., Ильясов Б.И., Ким Н.И., Кригер Л.Р., Лопатина Т.А., Меджитова З.А., Беленович Т.Я. Некоторые результаты прогнозистических исследований на Фрунзенском полигоне //Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С.14-26.

Давиденко Н.М. Минеральные ассоциации и условия формирования

золотоносных кварцевых жил Мало-Анжуйского района Западной Чукотки. Новосибирск: Наука, 1975. 135 с.

Дмитриев Л.К., Ляхов Ю.В., Эпов И.Н. Стадийность и температурный режим формирования Дарасунского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье) // Рудообразующая среда по включениям в минералах. М.: Наука, 1972. С.136-144.

Добровольская М.Г., Шацлун Т.Н. Минеральные ассоциации и условия формирования свинцово-цинковых руд. М.: Наука, 1974. 272 с.

Долгов Ю.А. Постмагматическое минералообразование, адиабатические процессы и декомпрессия // Геология и геофизика. 1989. №6. С.115-121.

Дружинин А.В. Некоторые особенности геологической структуры Букуинского месторождения // Геология рудн. м-ний. 1960. № 1. С.70-82.

Дымкин А.М., Васильева А.И. Особенности метаморфического преобразования магнетитовых руд в месторождении гидросиликатного и скварного типов // Локальный метаморфизм руд. Новосибирск: Наука, 1975. С.5-32.

Дымков Ю.М. Минеральные индивиды и минеральные агрегаты // Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогения минералов). М.: Наука, 1966. С.72-76.

Дымков Ю.М. Пространственно-временные поля образования минералов // Зеп. Всес. минерал. об-ва. 1981. Ч.110, № 5. С.525-532.

Дымков Ю.М. Парагенезис минералов ураноносных жил. М.: Недра, 1985. 208 с.

Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 175 с.

Жабин А.Г. Метакристаллы и критерий относительного идиоморфизма минералов. //Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогения минералов). М.: Наука, 1966. С.34-50.

Жабин А.Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 276 с.

Жабин А.Г. Диагностика синхронности продуктов минералообразования // Минералог. журнал. 1979. № 1. С.42-56.

Жабин А.Г. Отражение 11-летнего космогенного хроноритма солнечной активности в сфалерите жильного месторождения Квайса (Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1981. Т.259, № 2. С.453-456.

Жабин А.Г. Новая парадигма генетической минералогии //Редкие элементы в геологии. М.: Наука, 1982. С.25-40.

Мабин А.Г. Фациальные особенности рудных агрегатов //Зап.Всес. минерал.об-ва.1984. Ч.113, № 3. С.273-288.

Мабин А.Г., Самсонова Н.С., Исакович И.З. Минералогические исследования околорудных ореолов. М.: Недра, 1987. 159 с.

Мариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара //Тр.ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып.14. 371 с.

Мариков В.А. Скарновые месторождения //Смирнов В.И., Годлевский М.Н., Никитин В.Д. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. Гл.4. С.220-302.

Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: Недра, 1988. 254 с.

Игнатович В.И. Условия локализации молибден-вольфрамового оруденения и структура Джидинского рудного поля: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. М.; 1965. 22 с.

Исаенко М.П. Определитель текстур и структур руд. М.: Недра, 1975. 229 с.

Казимиров Д.А. Импульсные тектонические движения //Геотектоника. 1974. № 4. С.19-32.

Калинин А.С. Гипабиссальные граниты и магматогенные гидротермальные системы (на примере Забайкалья): Автореф.дис. ... докт. геол.-минер.наук. Иркутск, 1975. 70 с.

Калинин Д.В. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. Новосибирск: Наука, 1973. 104 с.

Калужный В.А. Основы учения о минералообразующих флюидах. Киев: Наук.думка, 1982. 237 с.

Канцель А.В., Червоненкис А.Я. О механизме ритмически-зонального распределения минеральных образований в процессе эволюции гидротермальных систем //Геология рудн.м-ний. 1983. Т.25, № 5. С.38-49.

Кига́й И.Н. Месторождение Лифудзин как пример совмещения моно- и полиаспедентной зональностей //Проблемы постмагматического рудообразования. Прага, 1963. Т.1.

Кига́й И.Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения //Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966₁. С.60-87.

Кига́й И.Н. Лифудзинское оловорудное месторождение и некоторые вопросы гидротермального минералообразования. М.: Наука, 1966₂. 248 с.

- Кигаи И.Н. О пульсационной теории и критериях стадийности гидротермального минералообразования //Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974. Т.2. С.164-195.
- Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Температурные условия образования Лифудзинского месторождения (Кавалеровский район) //Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1974. С.174-187.
- Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Температурная зональность оловорудных месторождений касситеритово-силикатной формации //Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1976. С.110-112.
- Колонин Г.Р., Птицын А.Б. Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 102 с.
- Кольцов А.Б. Условия накопления и разделения золота и серебра на низкотемпературных гидротермальных месторождениях //Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1983. С.49-57.
- Константинов М.М. Рудоконтролирующие факторы золото-серебряных месторождений //Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983. Т.2. С.151-156.
- Константинов Р.М. Методы изучения и критерии выделения магматогенных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях (на примере Восточного Забайкалья) //Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С.19-30.
- Коржинский Д.С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья //Зап.Всерос.минерал.об-ва.1936. Ч.65. Вып.2
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Коржинский Д.С. Общие закономерности постмагматических процессов //Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С.7-15.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 112 с.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисовминералов. М.: Наука, 1973. 288 с.
- Котляр В.Н. Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970.464 с.
- Крейг Дж., Воган Д. Рудная микроскопия и рудная петрография. М.: Мир, 1983. 423 с.

- Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям: Сборник переводов под ред. Ф.Н. Шахова. М.-Л.-Новосибирск, 1934. 128 с.
- Лаумулин Т.М. Рудоносные структуры // Щерба Г.Н., Алексеева Л.К., Малькова Р.Н. и др. Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруднение. Алма-Ата: Наука, 1973. Т.2. Гл.3. С.88-125.
- Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975. 261 с.
- Летувнинкас А.И. Методическое руководство к лабораторным занятиям по курсу месторождений полезных ископаемых. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1974. 33 с.
- Летувнинкас А.И. Стадийность постмагматического минералообразования. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1977. 110 с.
- Летувнинкас А.И. К вопросу о стадийности гидротермального минералообразования // Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С.16-31.
- Летувнинкас А.И. Стадийность гидротермального минералообразования как геологическое явление // Актуальные вопросы геологии Сибири: Тезисы докладов науч. конференции, посвященной 100-летию открытия Томского гос. ун-та. Томск, 1988. Т.1. С.181-183.
- Лобацкая Р.М. Деструктивные поля как специфический элемент структурной организации разломов // Геология и геофизика. 1989. № 4. С.29-36.
- Лукин Л.И. Методы изучения структур постмагматических рудных месторождений. М.: Наука, 1986. 231 с.
- Ляхов Ю.В. О горизонтальной и вертикальной температурной зональности в пределах Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) // Минералогическая термометрия и барометрия. М.: Наука, 1968. Т.1. С.240-247.
- Мак-Кинстри Х.Э. Минеральные ассоциации в сульфидных рудах системы Cu - Fe - S - O // Проблемы эндогенных месторождений. М.: ИЛ, 1960. Вып. I. С. 231-275.
- Мак-Кинстри Х.Э., Кеннеди Г.К. Некоторые соображения о последовательности образования ряда рудных минералов // Проблемы эндогенных месторождений. М.: ИЛ, 1960. Вып. I. С.213-230.
- Малиновский Е.П. Структурные условия формирования жильных вольтфрамитовых месторождений. М.: Наука, 1965. 163 с.

- Маракушев А.А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образование сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях //Геология рудн. м-ний. 1963. № 5. С.3-17.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука. 1965. 327 с.
- Мейер Ч., Ши Э., Гаддарт Ч. мл. и др. Рудные месторождения Бьютт в Монтане //Рудные месторождения США. М.: Мир, 1972. Т.1. С.482-529.
- Милицер Э.Ф. Срастания висмутовых сульфосолой и их генетическая интерпретация //Сульфосоли, платинов. минералы и рудная микроскопия: Материалы II съезда ММА (Новосибирск, 1978). М., 1980. С.121-126.
- Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.
- Никитин В.Д. Особенности процессов образования минералов при метасоматических явлениях // Кристаллография /Тр. Федоровской научной сессии 1953 г. ЛГУ. 1955. Вып.4.
- Овчинников Л.Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения //Смирнов В.И., Годлевский М.Н., Никитин В.Д. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. Гл.7. С.443-490.
- Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
- Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 211 с.
- О международном коллоквиуме по проблеме минеральных парагенезисов //Геология рудн. м-ний. 1967. № 1. С.117-118.
- Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.
- Онтоев Д.О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
- Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М.: Наука, 1974. 159 с.
- Осипов М.А. Формирование расслоенных плутонов с позиций термусадки. М.: Наука, 1982. 100 с.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дермид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 546 с.
- Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. 168 с.

Перцев Н.Н. Парагенезисы при последовательном минералообразовании //Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970. Т.2. С.177-187.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.

Петров А.И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. Л.: Недра, 1988. 232 с.

Петровская Н.В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского края //Труды ЦИГРИ. 1956. Вып.21. С.3-45.

Петровская Н.В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР //Генетические проблемы руд: Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С.145-159.

Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном минералообразовании //Геология рудн. м-ний. 1965г. № 1. С.3-13.

Петровская Н.В. О возможности применения некоторых методов изотопного анализа при металлогенических исследованиях //Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965г. С.195-247.

Петровская Н.В. О понятии "парагенетическая минеральная ассоциация" //Геология рудн. м-ний. 1967. № 2. С.69-78.

Петровская Н.В. Закономерные сообщества минералов, в частности парагенетические (понятия, термины) //Основные понятия минералогии. Киев: Наук.думка, 1978. С.116-126.

Пизнур А.В. Основы термобарогеохимии. Львов: Вища шк., 1986. 200 с.

Пилипенко П.П. Скарны и оруденение //Тр.МГРИ. 1939. Т.13. С.3-81.

Повилайтис М.М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения //Тр.ИГЕМ АН СССР. 1960. Вып.94. 167 с.

Попивняк И.В., Левицкий В.В., Хренов П.М. Периодичность вовлечения элементов в кристаллогенез на примере одной из минералообра-

зующих палеосистем (Сев.Бурятия) //Минералообразующие флюиды и рудогенез: Материалы VII Всесоюзн. совещ. по термобарометрии и геохимии рудообразующих флюидов. Киев: Наук.думка, 1988. С.248-258.

Попов В.А. Морфологические законы перекристаллизации минеральных агрегатов //Новые идеи в генет. минералогии. Л.: Наука, 1983. С.31-35.

Попов В.А., Берсенев П.А. Кристаллизационное давление и метаморфизм // Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978. С.15-22 (Тр.Ильменского госуд. заповедника. Вып.21).

Попова В.И. Синхронизация минералов: состояние вопроса //Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976. С.23-43. (Тр.Ильменского госуд.заповедника. Вып.14).

Попова В.И., Попов В.А. О принципах выделения стадий минерализации гидротермального рудообразования //Минералогия, магматизм и рудогенез Дальнего Востока. Владивосток, 1974. С.166-170.

Портнов А.М., Власова Е.В., Хитаров Д.Н. CO_2 как фактор рудопереноса и рудоотложения на близповерхностных золотосеребряных месторождениях //Геология рудн.м-ний. 1987. № 4. С.111-114.

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

Пэк А.А., Мальковский В.И., Арсеньев П.Л., Топор Д.Н. О распределении температуры в вертикальном разломе при восходящем движении гидротермальных растворов //Геология рудн.м-ний. 1987. № 6. С.93-96.

Рамдор Пауль. Рудные минералы и их сростания. М.: ИЛ, лит., 1962. 1132 с.

Рац М.В. Некоторые геологические данные о механизме роста разрывов в их связи с землетрясениями //Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С.264-273.

Рундквист Д.В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений //Зап.Всес. минерал.об-ва. 1965. Ч.94. Вып.1. С.10-27.

Рундквист Д.В. Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при прогнозно-металлогенических исследованиях //Зап.Всес.минерал.об-ва. 1982. Ч.111. Вып.4. С.407-421.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К. Несколько примеров сложных пересечений жил и прожилков и их генетической интерпретации //Геология рудн. м-ний. 1967. № 2. С.58-68.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г. Грейзеновые месторождения (онтогенез и филогенез). М.: Недра, 1971. 328 с.

Русинов В.Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 204 с.

Сазонов В.Н. Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.

Семинский Ж.В., Филонок В.А., Черных А.Л. Структуры рудных месторождений Сибири. М.: Недра, 1987. 183 с.

Сенчило Н.П. Образование кварцевых жил //Щерба Г.Н., Алексеева Л.К., Малькова Р.Н. и др. Геотектоны Казахстана и редкометальное оруденение. Алма-Ата: Наука. 1973. Т.2. Гл.7. С.217-258.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра. 1-е изд., 1965. 591 с. 2-е изд., 1969. 685 с. 3-е изд., 1982. 669 с.

Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1980. 360 с.

Смирнов С.С. К вопросу о зональности рудных месторождений //Изв.Ан СССР. Сер.геол. 1937. № 6. С.1071-1082.

Сорокин В.И., Шорыгин В.А. Ассоциация сульфидов ряда халькозин-халькопирит-борнит-пирротин (пирит) в гидротермальных условиях //Геохимия. 1963. № 6. С.590-602.

Стадийность минерализации и зональность гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1979. 332 с.

Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.

Степанов В.И. О целях и методах при исследовании последовательности кристаллизации в минеральных агрегатах руд //Исследования в области прикладной минералогии и кристаллохимии. М, 1973. С.3-10.

Структуры рудных полей и месторождений вольфрама, молибдена и олова /Макеев В.В., Павловский А.Б., Покалов В.Т. и др. М.:Недра, 1983. 234 с.

Текстуры и структуры руд / Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 436 с.

Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений / Дымков Д.М., Барсуков В.Л., Войцов В.Е. и др. М.: Атомиздат, 1977. 208 с.

Тишкин А.И. Особенности минерального состава гидротермальных урановых месторождений, залегающих в различных структурных этажах

и ярусах //Геология гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966. С.322-367.

Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. М.: Недра, 1974. 208 с.

Тюлюпо В.М., Мананков А.В., Летувнинкас А.И. Процессы минералообразования в зоне разлома сквозного длительного развития (Горная Шория) //Проблемы геологии и металлогении Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1969. С.175-187.

Уоллес С.Р., Мункастер Н.К., Джонсон Д.С., Маккензи У.Б., Букстром А.А., Сурфейс В.Э. Многократная интрузия и минерализация месторождения Кляймакс в штате Колорадо //Рудные месторождения США. М.: Мир, 1973. Т.2. С.217-260.

Фекличев В.Г. Микрокристалломорфологический анализ. М.: Наука, 1966. 201 с.

Ферсман А.Е. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т.5. 859 с.

Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархаутиг К., Файф У. Земля. Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. Т.2. С.399-847.

Флеров Б.Л. Преувеличенность процесса рудообразования (на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР) //Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972.

Хамрабаев И.Х., Сейпузова С.С., Матасога Л.М., Янковская Н.Н. Явление обратной связи (антагонизма) между размещением эндогенных рудных месторождений и эпицентрльными зонами сильных и разрушительных землетрясений //Узб.геол.ж. 1988. № 3. С.15-22.

Хренов П.М. Об одном случае литологического контроля вольфрамового оруденения //Докл. АН СССР. 1955. Т.100, № 5. С.981-983.

Царев Д.А. Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе. М.: Наука, 1978. 308 с.

Чесноков Б.В. Морфологический метод определения относительного возраста минералов //Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). М.: Наука, 1966. С.9-24.

Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М.: Недра, 1977. 104 с.

Щадлун Т.Н. Катаклаз и пластическая деформация рудообразующих минералов //Бегехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Щадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат. 1958. Гл.13. С.278-294.

Щарапов В.Н., Сотников А.Б. О возможной длительности рудообразования при формировании п.утоногенных гидротермальных месторожде-

ний //Геология и геофизика. 1975. № 1. С.20-26.

Шаталов Е.Т. О металлогеническом районировании //Геология рудн. м-ний. 1959. № 3. С.3-33.

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

Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 103 с.

Шило Н.А., Гончаров В.И., Альшевский А.В., Ворцепнев В.В. Условия формирования золотого оруденения в структурах Северо-Восточка СССР. М.: Наука, 1988. 181 с.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудоносность жильного кварца. М.: Недра, 1984. 149 с.

Юлко С.А. Методы лабораторного исследования руд. М.: Недра, 1971. 344 с.

Boast Anthony Mark, Coleman Max Laurence, Halls Christopher. Textural and stable isotopic evidence for the genesis of the Tynagh base metal deposit, Ireland. //Econ. Geol. 1981. Vol.76, N 1. p. 27-55.

Fluet D.W., Changkakoti A., Morton R.D., Gray J., Krouse H.R. The genesis of the Deor Trail Zn-Pb-Ag vein deposits, northeast Washington, U.S.A.: evidence from fluid-inclusion and stable-isotope studies. //Can. J. Earth Sci. 1987. Vol.24, N 8. p. 1715-1726.

Sillitoe R.H. Epochs of intrusion-related copper mineralisation in the Andes //J.S.Amer.Earth Sci. 1988. N 1. p. 89-108.

So Chil-Sup, Chi Se-Jung, Yoo Jae-Shin, Shelton Kevin L. The Jeonseui gold-silver mine, Republic of Korea //Кодзан.тисицу, Mining Geol. 1987. Vol.37, N 5. p. 313-322.

Список принятых сокращений названий минералов

Аб - альбит	Лом - ломонтит
Ан - анимит	Мг - магнетит
Анг - англезит	Мз - магнезит
Бар - барит	Мик - микроклин
Бер - берилл	Мол - молибденит
Би - биотит	Мус - мусковит
Бор - борнит	Пи - пироксен
Бул - буланжерит	Пир - пирит
Вит - витерит	Пирр - пирротин
Влф - вольфрамит	Пф - пиррофиллит
Всм - висмутин	Рог - роговая обманка
Гал - галенит	Сер - серицит
Гем - гематит	Сид - сидерит
Гр - гранат	Сп - серпентин
Дж - джарлеит	Сф - сфалерит
Диг - дигенит	Та - тальк
Ид - идаит	Тал - талнахит
Ка - кальцит	Топ - топаз
Кас - касситерит	Тр - троилит
Кв - кварц	Фл - флогопит
Кл - каолинит	Хк - хейкоцит
Ков - ковеллин	Хл - хлорит
КШ - калиевый полевоы шпат	Хлк - халькозин
Куб - кубанит	Хпр - халькопирит
Лим - лимонит	Эп - эпидот

Предметный указатель

- Агрегат минеральный 15
- Анализ парагенезисов 151
- лиственитов 157
- многостадийных метасоматитов 163
- низкотемпературных метасоматитов 158
- пропилитов 160
- система Cu - Fe - S 153
- система Fe - S - O 152
- Ассоциация 9
- неравновесная 9
- ортогенетическая 9
- парагенетическая 10
- Взаимодействие кислотно-основное 74
- Генерации минералов 18
- непрерывные 19
- непрерывно-прерывистые 19
- прерывистые 19
- простые 19
- сложные 19
- способы выделения 136
- Гипотеза:
- единого батолита 8
- пульсационная 8
- Группа минеральная 30
- Дайки внутриминерализационные 64
- Длительность минералообразования 32
- Друзы перекристаллизации 100
- Зарождение минерала 18
- Зональность:
- фациальная 13
- осевая ореолов 96
- Идиоморфизм минералов 119
- Индивид минеральный 17
- Комплекс:
- минеральный 25
- рудный 31
- Контрастность стадийности 192
- Критерии:
- метасоматических жил 117
- одновременности 40
- парагенезисов 11
- парагенетические синхронности 47
- разновременности 48
- стадийности 62
- Метакристаллы 120
- Метаморфизм локальный 97
- Метасоматоз внутрирудный: 103
- зон пересечения прожилков 115
- призальбандовых зон 114
- Минералы:
- индифферентные 11
- реликтовые 10
- Парагенезис:
- запрещенный 12
- минеральный 10, 14
- структурный 172
- Перекристаллизация:
- агрегатов 98
- индивидов минеральных 98
- собирабельная 101
- с укрупнением 100
- Переотложение минералов 98
- Расширение адиабатическое 185

Режимы геолого-тектонические:	
взрывных структур	I79
вулканогенный	I78
вязких разломов	I82
интрузив-надэнтрузивных зон	I73
хрупких разломов	I67
Рекристаллизация	I0I
Реперы временные внешние	I23
Ритм минерализации	24
Ряд парагенезисов фациаль- ный	I5
Сингенез	I2
Сингенерация минеральная	II
Стадийность минерализации	7, I89
тектоническая	I93
эволюционная	I93
Стадия минерализации	23
Степень минерализации	24
Субгенерация фациальная	20
Схема минеральных агре- гатов	I42
Схема парагенезисов	I28
принцип построения	I28
пространственно- временная	I46
составление	I39, I44
условные знаки	I40
Фация минеральная	I4
Фильтрпрессинг	I69
Формы индукционные	42
Эпоха минерализации	3I
Этап минерализации	30
Эффект фокусирования деформаций	I70

О г л а в л е н и е

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА I. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	7
§ 1.1. Стадийность минералообразования в историческом аспекте	7
§ 1.2. Минеральные сообщества	9
§ 1.3. Периодизация процессов гидротермального минералообразования	20
§ 1.4. Длительность периодов минералообразования	32
§ 1.5. Эволюционная концепция развития минералообразования	34
§ 1.6. Общие выводы	37
ГЛАВА II. КРИТЕРИИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ И ИХ АГРЕГАТОВ	39
§ 2.1. Возрастные соотношения минералов	39
§ 2.2. Критерии одновременности выделения минералов	40
§ 2.3. Критерии разновременности выделения минералов и их агрегатов	48
§ 2.4. Случаи сложных возрастных соотношений	56
§ 2.5. Общие выводы	61
ГЛАВА III. КРИТЕРИИ СТАДИЙНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ	62
§ 3.1. Общие принципы и требования	62
§ 3.2. Общегеологические критерии	64
§ 3.3. Минералого-геохимические критерии	68
§ 3.4. Физико-химические критерии	73
§ 3.5. Общие выводы	89
ГЛАВА IV. ФАКТОРЫ, ЗАТРУДНЯЮЩИЕ ВЫЯВЛЕНИЕ ВОЗРАСТНЫХ СООТНОШЕНИЙ МИНЕРАЛОВ И ИХ АГРЕГАТОВ	90
§ 4.1. Пространственные и временные изменения соотношений минеральных индивидов и агрегатов	90
§ 4.2. Фациальная изменчивость минералоотложения	91
§ 4.3. Внутрирудный метаморфизм и метасоматоз	97
§ 4.3.1. Локальный метаморфизм руд	97
§ 4.3.2. Внутрирудный метасоматоз	103

§ 4.4. Относительный идиоморфизм минералов и метакристаллы ..	119
§ 4.5. Пространственная разобщенность объектов исследования	123
§ 4.6. Общие выводы	125
ГЛАВА У. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ИЗОБРАЖЕНИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНО-	
СТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА СХЕМАХ	127
§ 5.1. Изучение парагенезисов и изображение последовательности минералообразования на схемах	127
§ 5.2. Физико-химический анализ парагенезисов минералов ...	151
§ 5.3. Общие выводы	165
ГЛАВА УІ. СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ КАК ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ	
ЯВЛЕНИЕ	166
§ 6.1. Структурно-тектонические условия минералообразования..	167
§ 6.2. Тектоника и термодинамический режим минералообразования	184
§ 6.3. Тектоника и физико-химическая эволюция минералообразующих растворов	186
§ 6.4. Стадийность и геологические условия минералообразования	189
§ 6.5. Общие выводы	193
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	195
Литература	199
Список принятых сокращений названий минералов	211
Предметный указатель	212

АРВИДАС ИОСИФОВИЧ ЛЕТУНИНИКАС

СТАДИЙНОСТЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Учебное пособие

Редактор К.Г.Шилько

Подписано к печати 11.10.1990 г.

Формат 60 x 84 1/16. Бумага типографская № 3.

Печать офсетная. Печ. л. 13,5. Усл. печ. л. 11,5.

Уч - изд. л. 11,2. Тираж 600 экз. Заказ № 7.

Цена 1р. 10к.

Издательство ТГУ, 634029, Томск, ул. Никитина, 4
Ротапринт ТГУ, 634029, Томск, ул. Никитина, 4.